

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE CIENCIAS

ESTUDIO DE ANISOTROPÍA SÍSMICA PARA LA
DETERMINACIÓN DE LOS ESFUERZOS TECTÓNICOS EN EL
VOLCÁN SIERRA NEGRA – GALÁPAGOS

PROYECTO PREVIO A LA OBTENCIÓN DEL TÍTULO DE FÍSICO

JUAN CAMILO ANZIETA REYES

samsara_final@hotmail.com

DIRECTOR: MARIO RUIZ PH.D.

mruiz@igepn.edu.ec

QUITO, ENERO 2013

DECLARACIÓN

Yo, JUAN CAMILO ANZIETA REYES, declaro bajo juramento que el trabajo aquí escrito es de mi autoría; que no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación profesional; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual, correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la normatividad institucional vigente.

Juan Camilo Anzieta Reyes

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por JUAN CAMILO ANZIETA REYES, bajo mi supervisión

Mario Ruiz Ph.D.

DIRECTOR DEL PROYECTO

AGRADECIMIENTOS

Agradezco en principio a mis profesores a lo largo de la carrera tanto por sus enseñanzas académicas como de vida. Al Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional por apoyar en la logística para la realización de este proyecto. Al director de este proyecto Mario Ruiz, por haberme sugerido este tema, haberme apoyado en su realización y haber confiado en mí en todo momento. A mis amigos todos quienes hayan colaborado en esto, en especial Hugo Ortiz y Gabriela Arias, tanto por sus comentarios como por su apoyo incondicional. Finalmente a mi familia, sin ellos nada hubiera sido posible.

DEDICATORIA

Dedico este trabajo a todos cuantos me apoyaron en su realización. Porque no es el pintor el único que realiza su obra. La realiza también el fabricante del lienzo y las pinturas. La realiza su entorno, que le permite pintar. La realizan aquellos que ven su obra y la evalúan y comentan antes de terminarla o incluso en su final porque una obra se logra cuando es apreciada y juzgada; también si es solo por uno mismo. Finalmente la realiza la inspiración, la motivación, sin la cual no hay obra. Por eso dedico este estudio también a la vida, al mundo, esperando que aunque pequeña, sea retribución digna de la inspiración que me dan.

A babu

A man is less likely to become great the more he is dominated by reason: few can achieve greatness – and none in art – if they are not dominated by illusion

Mr. Doctor

Índice General

Índice de Figuras	IV
Índice de Tablas	VIII
Resumen	IX
Abstract	x
1. Introducción	1
1.1. Galápagos y el interés del estudio	1
2. Marco Teórico	3
2.1. Mecánica del medio continuo	3
2.1.1. Esfuerzos	4
2.1.2. Deformaciones	8
2.1.3. Ondas sísmicas	10
2.1.3.1. Ecuación constitutiva	10
2.1.3.2. Ecuación de movimiento	11
2.1.3.3. El tensor de módulos elásticos	13
2.1.3.4. Caso isotrópico	15
2.1.4. Anisotropía	17
2.1.4.1. Anisotropía transversa	18
2.2. Anisotropía sísmica en regiones volcánicas	20
2.2.1. Propagación de ondas sísmicas en un medio volcánico	20
2.3. Marco tectónico de Galápagos	23
2.3.1. Esquema geológico del volcán Sierra Negra	25

3. Metodología y análisis de datos	31
3.1. Adquisición de datos - red SIGNET	31
3.2. Análisis de datos	33
3.2.1. Método de separación de onda de corte	34
3.2.1.1. Algoritmo de Silver y Chan (SC)	35
3.2.1.2. Semblanza	37
3.2.1.3. Diagrama de flujo	37
3.2.1.4. Programas para la obtención de las medidas de separación de onda de corte	39
3.2.1.5. Medidas Nulas	47
3.2.1.6. Ventana de incidencia	47
4. Resultados y discusiones	49
4.1. Esquema general de la sismicidad durante el estudio	49
4.2. Resultados de las medidas de separación de onda de corte	53
4.2.1. Direcciones obtenidas	54
4.2.1.1. Medidas antes de la intrusión	54
4.2.1.2. Medidas durante la intrusión	55
4.2.1.3. Medidas después de la intrusión	56
4.2.2. Tiempos de retraso	57
4.2.3. “Back-ácimuts” de los eventos	58
4.3. Discusiones e interpretaciones	60
4.3.1. Análisis de las direcciones obtenidas	60
4.3.1.1. Período preintrusivo	61
4.3.1.2. Período intrusivo	64
4.3.1.3. Período postintrusivo	69
4.3.1.4. “Back-ácimuts” de los eventos	71
4.3.1.5. Tiempos de retraso	71
5. Conclusiones y recomendaciones	75
5.1. Conclusiones	75
5.2. Recomendaciones	76

	III
Referencias	78
Anexos	83

Índice de Figuras

2.1. Los vectores de tracción [33]	5
2.2. Tracción en una superficie arbitraria [33]	6
2.3. Desplazamientos al interior de un cuerpo [33]	8
2.4. Gráfico conceptual de las deformaciones [33]	10
2.5. Material con anisotropía transversa [33]	18
2.6. Esquema del fenómeno de separación de onda de corte en un medio anisotrópico [15]	21
2.7. Cambio de dirección de esfuerzo principal debido a una intrusión	22
2.8. Sismicidad de las Islas Galápagos registradas por la red del instituto geofísico y le red temporal SIGNET en diferentes períodos	25
2.9. Mapa geológico de Sierra Negra, con los flujos de lava reportados de edad más antigua (1) a más joven (5) [26]	26
2.10. Mapa batimétrico de Galápagos que muestra la pronunciada pendiente de la plataforma insular en el suroeste y sur de Isabela (borde libre) [21]	27
2.11. Relieve sombreado de la cima de Sierra Negra que muestra la distribución del flujo (área naranja) del episodio eruptivo de 2005 [13]. Las líneas rojas denotan hendiduras desde las cuales los flujos de lava se esparcieron. La región roja muestra una fuente emposada de lava que realimentó los flujos después del primer emplazamiento.	28
2.12. Deformaciones obtenidas por interferometría de radar en Sierra Negra desde 1992 hasta 1999. a. 1992-1997 b. 1997-1998 c. 1998-1999 [2] . . .	29
3.1. Ubicación de las estaciones de la red SIGNET	32

3.2.	Sismogramas con buena calidad de señal (poco ruido) de un sismo mostrado en sus tres componentes [33]	33
3.3.	Proceso de reconstrucción de la onda de corte separada. Primero se elimina la diferencia temporal entre las ondas desplazando las señales un tiempo δt . Luego se rota el sistema un ángulo ϕ hasta que las ondas en las dos componentes sean iguales, el nuevo sistema es de velocidad lenta y rápida [15]	36
3.4.	Diagrama de flujo del procedimiento de obtención de medidas de separación de onda de corte. Los programas que se usaron para el procesamiento de los datos se muestran en la parte izquierda del gráfico e indican qué tareas efectuaron cada uno	38
3.5.	Muestra de un análisis con el programa de separación para un evento registrado en la estación XE.GS12 del 06 de Noviembre de 2009 a las 15:10 con coordenadas lat. -0.4737, lon. -91.3398, prof. 10.71	40
3.6.	Muestra de un análisis con el programa de separación con resultado de baja calidad para el mismo evento de la figura anterior pero en la estación XE.GS05	42
3.7.	Muestra de un análisis con el programa de separación con resultado ambiguo para un evento registrado en la estación XE.GS06 del 21 de Marzo de 2010 a las 09:56 con coordenadas lat.-0.4502, long. -91.143, prof. 7.99	44
3.8.	Muestra de programa de rotación antes de la identificación de un máximo de semblanza coherente	45
3.9.	Muestra de programa de rotación una vez levantada la indeterminación	46
4.1.	Distribución de los eventos revisados en este estudio	50
4.2.	Histograma mensual de la actividad sísmica durante el período estudiado. La barra roja muestra la cantidad de eventos del 4 al 10 de Junio de 2010	51
4.3.	Distribución de eventos desde el 4 al 10 de junio de 2010	51
4.4.	localización de eventos asociados a una posible intrusión (círculos azules). Localidad de Santo Tomás (cuadrado rojo).	52

4.5. Distribución de los 173 eventos seleccionados con medidas de separación de onda de corte aceptadas	53
4.6. a) Medidas de dirección de esfuerzo principal antes de la intrusión sin medidas nulas b) Medidas de dirección de esfuerzo principal (o perpendicular al esfuerzo principal) antes de la intrusión con medidas nulas . .	55
4.7. a) Medidas de dirección de esfuerzo principal durante la intrusión sin medidas nulas b) Medidas de dirección de esfuerzo principal (o perpendicular al esfuerzo principal) durante la intrusión con medidas nulas . .	56
4.8. a) Medidas de dirección de esfuerzo principal después de la intrusión sin medidas nulas b) Medidas de dirección de esfuerzo principal (o perpendicular al esfuerzo principal) después de la intrusión con medidas nulas	57
4.9. Back-ácimuts de los eventos a) fuera y b) dentro del período intrusivo en cada estación. Cada sección angular en cada diagrama muestra una dirección (sección angular) desde la que llegaron las ondas sísmicas usadas en análisis de separación de onda de corte. Mientras más grande la sección, más eventos provenientes de esa sección	59
4.10. Direcciones de máximo esfuerzo antes de la intrusión	61
4.11. Campo de esfuerzos en la parte superior de Sierra Negra según Reynolds et al[26]. Las líneas y las flechas con etiqueta 1 expresan la dirección de máximo esfuerzo, las etiquetas 3 indican la dirección de esfuerzo mínimo	62
4.12. Campo de esfuerzos calculados en este estudio alrededor de la caldera de Sierra Negra. De oeste a este las direcciones mostradas son las de las estaciones 16, 9, 10 y 12	63
4.13. Direcciones de máximo esfuerzo durante la intrusión	64
4.14. Distribución del cambio de esfuerzos debido a la deformación (2004-2005) de la caldera de Sierra Negra desde una perspectiva superior. La barra indica el lugar de la falla tipo vaivén. La línea continua delgada indica el corte para la vista de la figura 4.15. La línea rosada indica el lugar donde la falla interseca 1 km de profundidad.[19]	66
4.15. Sección transversal N-S mostrando el cambio de esfuerzos debido a la deformación de la caldera de Sierra Negra desde una perspectiva lateral[20]	67

4.16. Cambio de esfuerzos en las estaciones debido a la intrusión. La flecha indica el paso del estado inicial al final de esfuerzos en las estaciones 10 (cercana al cráter) y 12 (cercana al sistema de diques)	68
4.17. Direcciones de máximo esfuerzo después de la intrusión	69
4.18. Dispersión de datos de tiempos de retraso para la estación 10.	73
4.19. Dispersión de datos de tiempos de retraso para la estación 12.	73

Índice de Tablas

4.1. tiempos de separación de ondas de corte para diferentes períodos	58
---	----

Resumen

En este proyecto se implementó el método de separación de ondas de corte para la determinación del estado de los esfuerzos tectónicos en la región del volcán Sierra Negra en Galápagos; este método es importante porque puede ser aplicado en el monitoreo de procesos volcánicos. Para su implementación se revisó la teoría de la mecánica de medios continuos con el fin de entender el fenómeno de la propagación de las ondas sísmicas e interpretar los resultados del método. Se obtuvieron señales sísmicas de la región en base a los datos registrados por la red sísmica temporal SIGNET que operó del 1 de Agosto de 2009 al 12 de Junio de 2011, las cuales se analizaron para obtener medidas de polarización de ondas que reflejen el estado de esfuerzos regional. Se desarrollaron programas con interfaz gráfica de usuario para verificar la calidad de los resultados y agilizar los procesos de obtención, manipulación y aceptación de datos. Los resultados obtenidos muestran que existe una orientación de esfuerzos general en la región con dirección N-S, y que los esfuerzos cercanos a la caldera son tangenciales a la caldera en el flanco norte superior de ella y radiales en flancos medios. Además, se comprobó que el método es sensible ante un enjambre sísmico asociado a una posible intrusión magmática, y se propusieron modelos para explicar los cambios mostrados.

Abstract

In this project the shear wave splitting method was implemented for the determination of the state of tectonic stress at the Sierra Negra volcano – Galápagos; this method is important because it can be applied for the monitoring of volcanic processes. To achieve this goal, the theory of continuum medium mechanics was revised in order to understand the seismic wave propagation phenomenon and to be able to interpret the results of the method. Seismic signals from this region were obtained from the temporal seismic network SIGNET which was deployed from August 1 of 2009 to June 12 of 2011 and were analyzed to obtain wave polarization measurements which reflect the regional stress state. Graphical user interface software was developed to verify the quality of the results and to hasten the processes involved in acquirement, manipulation and approval of data. The obtained results show that there is a general stress orientation in the region with a N-S direction and that the stress near the caldera are tangential to its northern flank and radial in mid flanks. It was also shown that the method was sensible to a seismic swarm associated with a possible magmatic intrusion and models were proposed to explain the observed changes.

Capítulo 1

Introducción

1.1. Galápagos y el interés del estudio

Desde su descubrimiento las islas Galápagos han sido fuente de fascinación para turistas, exploradores, científicos, y personas de diversas esferas. Entre los científicos, se cuenta principalmente a Charles Darwin, famoso por su teoría de la evolución sustentada en base a lo que él observó como la adaptabilidad del reino animal ante los cambios del medio ambiente.

Esta síntesis no fue casual en las islas; aunque hoy en día nos parezca evidente con tan solo mirar la fauna local de casi cualquier lugar del mundo que la evolución es producto de la adaptación al entorno y sus cambios, fue la particular naturaleza extrema y rápidamente cambiante de las islas Galápagos y como consecuencia, la rápida evolución de su fauna, la que llevó a Darwin a sacar sus conclusiones evolucionistas. El origen de las variedades de animales de Galápagos se basa en extremas transformaciones de su entorno, y a su vez la fuente de estas alteraciones es la compleja situación geológica y geofísica de Galápagos. Así, las islas no sólo son interesantes por su fauna y flora exótica, importantes para la biología y la ecología. Desde hace algunos años el estado geológico y geofísico de las islas ha llamado la atención de científicos alrededor del mundo, estimulándolos a estudiar, monitorear y analizar las islas y sus cualidades particulares.

Las islas se caracterizan por estar sobre un *punto caliente*, es decir, un lugar de la tierra donde llega magma directamente de una región de manto caliente (otra teoría

sugiere que se originan por extensión listosférica que permite el surgimiento de magma poco profundo). Es así que la actividad volcánica y sísmica de las islas nunca ha estado del todo adormecida, llegando a la creación de nuevas islas jóvenes en los últimos millones de años junto con el origen de la dorsal asísmica de Carnegie. Además, desde el punto de vista de la región en general, Galápagos se encuentra situada muy cerca del *Punto Triple de Galápagos*, una región en la que tres placas tectónicas -la placa de Nazca, la placa de Cocos y la placa del Pacífico- se encuentran de forma muy peculiar (con unas microplacas que giran sincrónicamente llamadas *microplaca de Galápagos sur* y *microplaca de Galápagos norte*).

La actividad volcánica de una de las islas más jóvenes -Isabela-, es de gran interés puesto que en ella se asienta la tercera población más grande de la región (Puerto Villamil) y como las demás islas, posee especies únicas del lugar. En esta isla hay varios volcanes y el más cercano al puerto principal es Sierra Negra. Este volcán sigue activo y ha erupcionado en los últimos 10 años; la última erupción fue en octubre de 2005 siendo otras erupciones confirmadas las de 1911, 1948, 1953, 1954, 1957, 1963, y 1979; aunque no se descarta la posibilidad de que hayan habido otras sin identificar. En el siglo XIX se dataron explosiones en 1813, 1817, 1844 y 1860. Así, al menos 11 períodos eruptivos se registraron en los últimos 2 siglos, 7 en el siglo pasado [17]. Dicha actividad hace que sea importante poseer la mayor cantidad de información relativa al estado geológico y geofísico del lugar, en búsqueda de poder describir mejor su actividad volcánica.

Por su parte, este trabajo tiene como objetivo esclarecer la situación del volcán Sierra Negra y sus alrededores en pos de identificar posibles reactivaciones futuras, determinar el estado de esfuerzos (fuerzas internas de la tierra) regionales y locales, e investigar posibles cambios en estos factores con señales sísmicas obtenidas en la región durante el período que comprende los meses desde Agosto de 2009 hasta Junio de 2011. Para lograr esto se ha propuesto aplicar la teoría de la mecánica de medios continuos y una técnica que permite identificar la presencia de anisotropía sísmica de esfuerzos y consecuentemente, la existencia de un campo de esfuerzos regionales que puede variar o no en el tiempo del estudio. Esto ulteriormente aportará información del estado geológico de la región y potencialmente, puede ayudar a prever erupciones futuras del volcán Sierra Negra para tomar medidas de mitigación de desastres tanto humanos como ecológicos.

Capítulo 2

Marco Teórico

Gran parte de los desarrollos matemáticos contenidos en este capítulo, incluidos algunos gráficos, se han tomado de manera sintetizada del libro *An introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure* [33], como fundamento teórico de este estudio.

2.1. Mecánica del medio continuo

Con el objeto de usar una técnica conocida como *shear wave splitting method* (método de separación de onda de corte) primero se estudió el origen de las ondas sísmicas, su cinemática y las derivaciones que permiten explicar el fenómeno de separación de onda de corte y su utilización, para poder determinar el estado de esfuerzos en la región de interés.

Para comprender el fenómeno de ondas sísmicas en 3 dimensiones es necesario entender su origen a partir de la teoría del medio elástico ideal y de la mecánica del continuo. En esta teoría se asume que las partículas son tan cercanas entre sí que la densidad, la fuerza y el desplazamiento se asumen como funciones continuas y diferenciables. Puesto que las escalas de los problemas sísmicos no alcanzan niveles atómicos en la gran mayoría de casos, es correcto hacer estas suposiciones para simplificar el problema.

Para derivar las ecuaciones de movimiento de las ondas sísmicas se recurre a la segunda ley de Newton en términos de fuerza por unidad de volumen de un medio cuya densidad se mantiene constante en el tiempo, así:

$$\mathbf{f}(\mathbf{x}, t) = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (2.1)$$

o escrito en componentes:

$$f_i(\mathbf{x}, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (2.2)$$

donde los caracteres en negrilla indican vectores, f_i es una componente de la fuerza por unidad de volumen, u_i es una componente del vector de desplazamiento, ρ es la densidad del medio (que se asume constante), \mathbf{x} es el vector posición donde se analiza la fuerza y t el tiempo.

Para caracterizar tanto las fuerzas como los desplazamientos relativos del interior de un medio continuo deformable se introducen dos conceptos centrales en este estudio, el *esfuerzo* y la *deformación* (llamados “stress” y “strain” respectivamente, en inglés).

2.1.1. Esfuerzos

Para describir las fuerzas que pueden afectar a un cuerpo se hace una distinción entre las fuerzas que actúan en todo el volumen, llamadas *fuerzas de cuerpo*, y las que actúan solo en las superficies del volumen llamadas *fuerzas superficiales*. La fuerza de cuerpo más común es la de la gravedad. La fuerza de gravedad neta de un diferencial de volumen dV es $\rho g dV$. Las fuerzas de cuerpo tienen unidades de fuerza por unidad de volumen.

Las fuerzas superficiales son aquellas que actúan en la superficie de un objeto y son proporcionales a dichas superficies. Un ejemplo de dichas fuerzas son aquellas causadas por la presión hidrostática sobre un cuerpo sumergido en algún líquido. Cabe notar que estas presiones están dirigidas perpendiculares a la superficie del cuerpo, y por tanto dependen del punto superficial analizado. Las unidades de las fuerzas superficiales son de fuerza por unidad de área.

Ahora se define el **vector de tracción** o solamente **tracción** como:

$$\mathbf{T}(\hat{\mathbf{n}}) = \lim_{\Delta S \rightarrow 0} \frac{\mathbf{F}}{\Delta S} \quad (2.3)$$

Este vector representa la fuerza por unidad de área ejercida sobre una superficie infinitesimal de vector normal $\hat{\mathbf{n}}$, y donde la fuerza \mathbf{F} actúa sobre todas las superficies elementales del volumen analizado.

El estado de fuerzas superficiales que actúan sobre un volumen puede ser descrito con tres vectores de tracción. Si analizamos un volumen diferencial cúbico, las tracciones que caracterizan las fuerzas superficiales sobre dicho volumen se definen como $\mathbf{T}^{(j)}$, es decir, el vector de tracción ejercido en la superficie de vector normal $\hat{\mathbf{e}}_j$. Este vector puede ser expresado en sus componentes como $T_i^{(j)}$, donde (j) expresa la tracción sobre la cara de vector normal $\hat{\mathbf{e}}_j$ y el subíndice i expresa la componente en dirección $\hat{\mathbf{e}}_i$ de dicha tracción, como se indica en la figura 2.1

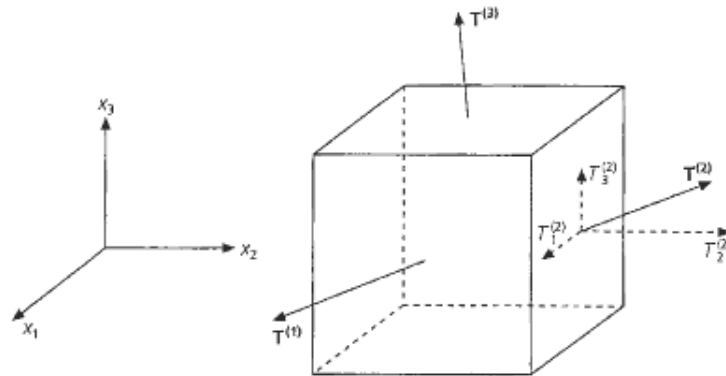


Figura 2.1: Los vectores de tracción [33]

Este conjunto de términos de tracción se agrupa en el denominado **tensor de esfuerzos** σ_{ji} , de tal forma que cada fila del tensor corresponde a las tres componentes de los vectores de tracción así:

$$\sigma_{ji} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \mathbf{T}^{(1)} \\ \mathbf{T}^{(2)} \\ \mathbf{T}^{(3)} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} T_1^{(1)} & T_2^{(1)} & T_3^{(1)} \\ T_1^{(2)} & T_2^{(2)} & T_3^{(2)} \\ T_1^{(3)} & T_2^{(3)} & T_3^{(3)} \end{pmatrix} \quad (2.4)$$

Este tensor contiene la información del estado de las tracciones en toda superficie inte-

rior del volumen analizado; por lo tanto, toda tracción en una superficie de orientación arbitraria puede ser descrita con la información del tensor de esfuerzos, como se indica en la figura 2.2.

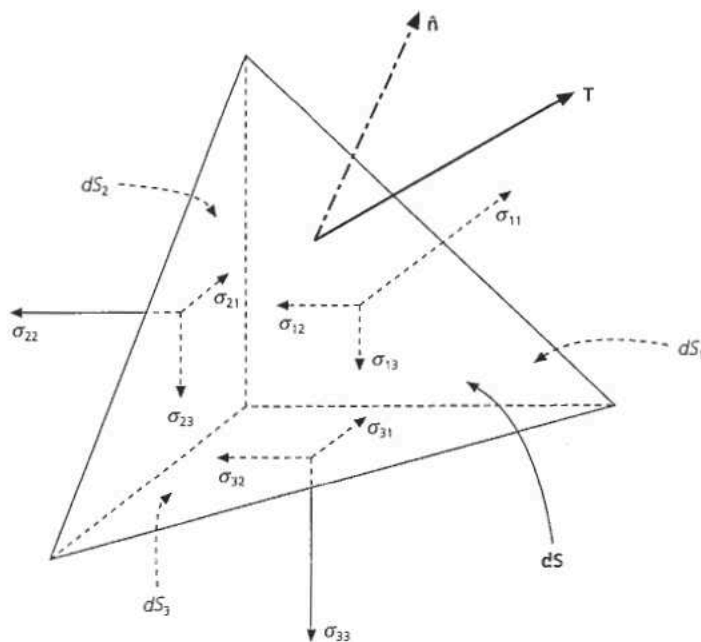


Figura 2.2: Tracción en una superficie arbitraria [33]

donde n_j es la componente con dirección \hat{e}_j del vector $\hat{\mathbf{n}}$.

Se puede demostrar que el resultado de expresar las componentes de una tracción sobre una superficie arbitraria resultan en [33]:

$$T_i = \sum_{j=1}^3 \sigma_{ji} n_j \quad (2.5)$$

Por convención, los valores de las componentes de esfuerzo tienen valor positivo hacia afuera del volumen y negativo cuando están dirigidas al interior de éste, y se puede ver claramente que tracciones positivas causan una dilatación del objeto, mientras las negativas causan su compresión. Las componentes diagonales del tensor de esfuerzos σ_{11} , σ_{22} y σ_{33} se denominan *esfuerzos normales*, y las componentes fuera de la diagonal se llaman *esfuerzos de corte*. En la Tierra, los esfuerzos normales son generalmente compresivos debido al peso de los materiales sobre el volumen analizado y, por ende, son de valor negativo. Por eso se habla de *máximo esfuerzo de compresión* para el valor

más negativo y *mínimo esfuerzo de compresión* para el menos negativo.

El tensor de esfuerzos tiene la propiedad de ser simétrico, es decir, que

$$\sigma_{ji} = \sigma_{ij},$$

y esto se deriva al asumir que al interior de los materiales (la corteza terrestre en particular) no existen torques netos interiores, tales que los volúmenes o superficies diferenciales empiecen a rotar por sí mismas. De esta simetría resulta que el tensor de esfuerzos solo posee 6 componentes independientes, las 3 normales y 3 de las 6 componentes de corte.

Así la ecuación (2.5) se puede escribir como:

$$T_i = \sum_{j=1}^3 \sigma_{ij} n_j \quad (2.6)$$

o de forma vectorial:

$$\mathbf{T} = \sigma \hat{\mathbf{n}} \quad (2.7)$$

donde $\hat{\mathbf{n}}$ es el vector normal a una superficie.

Por el carácter simétrico de esta matriz sabemos que existe una matriz equivalente en un sistema de coordenadas específico, que sólo poseerá componentes diagonales, es decir, que poseerá sólo esfuerzos normales y no de corte. El procedimiento para obtener dicha matriz y sus direcciones propias es el conocido proceso de diagonalización, por medio de vectores y valores propios.

Debido a la naturaleza tensorial de los esfuerzos, la traza de este tensor es un invariante del sistema y sirve para introducir un concepto importante en la teoría del medio elástico.

Ya que dentro de la Tierra los esfuerzos compresivos son muy grandes, es conveniente remover el efecto promedio de compresión y solo considerar las desviaciones de este. Se define el *esfuerzo promedio* así:

$$M = (\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})/3$$

Luego se define el *tensor de esfuerzos desviatorios* removiendo el esfuerzo promedio de los elementos de la diagonal del tensor usual de esfuerzos, del siguiente modo:

$$D = \begin{pmatrix} \sigma_{11} - M & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} - M & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} - M \end{pmatrix} \quad (2.8)$$

De esta manera, cuando los esfuerzos principales son grandes y parecidos, el tensor de estrés desviatorio remueve su efecto y da un estado de esfuerzos restante resultado de fuerzas tectónicas y que causan el proceso de sismos en fallas tectónicas, así como efectos en la propagación de ondas tales como la anisotropía, que es el efecto estudiado en este proyecto.

2.1.2. Deformaciones

Para poder explicar la dinámica al interior de un sólido se deben describir los posibles desplazamientos al interior de dicho sólido cuando es sometido a esfuerzos, es decir, interesan finalmente los desplazamientos relativos entre dos puntos dentro del cuerpo que, a su vez, describirán la propagación de las ondas sísmicas. Dichos desplazamientos se denominan *deformaciones*. El *tensor de deformaciones* describe las deformaciones dentro de un cuerpo debido a movimientos diferenciales en su interior. Se considera un elemento de material sólido que ha sufrido desplazamientos en sus elementos como se muestra en la figura 2.3. En dicho material, un elemento de posición \mathbf{x} se ha desplazado un vector \mathbf{u} ; mas interesa saber cuánto se ha desplazado un punto cercano a \mathbf{x} , es decir cuánto se ha desplazado un punto con coordenadas $\mathbf{x} + \delta\mathbf{x}$.

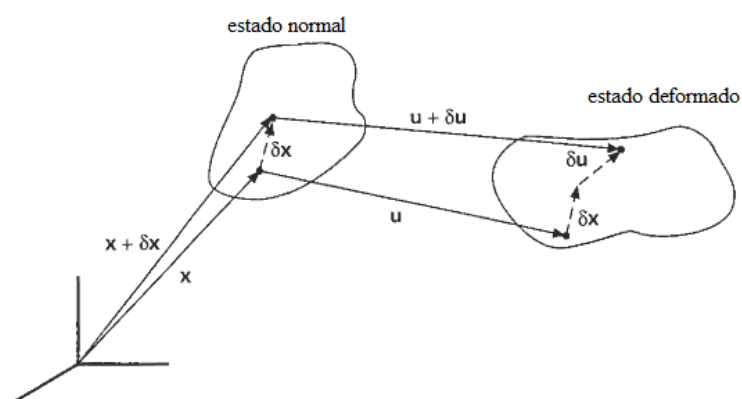


Figura 2.3: Desplazamientos al interior de un cuerpo [33]

Para saber esto, se realiza una expansión en series de Taylor de primer orden por componente:

$$u_i(\mathbf{x} + \delta\mathbf{x}) \approx u_i(\mathbf{x}) + \frac{\partial u_i(\mathbf{x})}{\partial x_j} \delta x_j = u_i(\mathbf{x}) + \delta u_i$$

Por lo que en primera aproximación un desplazamiento relativo cercano a \mathbf{x} es:

$$\delta u_i = \frac{\partial u_i(\mathbf{x})}{\partial x_j} \delta x_j \quad (2.9)$$

donde se aplicó el convenio de sumatorias de índices repetidos. Sin embargo, en un material se pueden dar desplazamientos relativos que originen traslaciones o rotaciones y no sólo deformaciones netas que son las de interés; por esto, a la ecuación (2.9) se le suma y resta $\frac{\partial u_j(\mathbf{x})}{\partial x_i}$ y se agrupa en dos partes:

$$\delta u_i = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \delta x_j + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} - \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right) \delta x_j = (e_{ij} + w_{ij}) \delta x_j \quad (2.10)$$

El término w_{ij} corresponde a rotaciones de cuerpo rígido sin deformación neta y por ende, no son de interés.

El término e_{ij} es el denominado *tensor de deformaciones*, que queda definido explícitamente como:

$$e_{ij} = \begin{pmatrix} \frac{\partial u_1}{\partial x_1} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_1} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_1}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_1} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_2} \right) & \frac{\partial u_2}{\partial x_2} & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_2}{\partial x_3} + \frac{\partial u_3}{\partial x_2} \right) \\ \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_1} + \frac{\partial u_1}{\partial x_3} \right) & \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_3}{\partial x_2} + \frac{\partial u_2}{\partial x_3} \right) & \frac{\partial u_3}{\partial x_3} \end{pmatrix} \quad (2.11)$$

Este tensor describe los posibles cambios del campo de desplazamientos y las posibles deformaciones. Si las componentes de este tensor son nulas, no existen deformaciones netas, sino solamente traslaciones o rotaciones de cuerpo rígido. Las unidades de este tensor son adimensionales. Cada componente del tensor expresa en cuánto varía un desplazamiento relativo respecto a una dirección dada. Para entender el significado de este tensor se puede observar la figura 2.4, que muestra algunas de las posibles deformaciones de un elemento bidimensional.

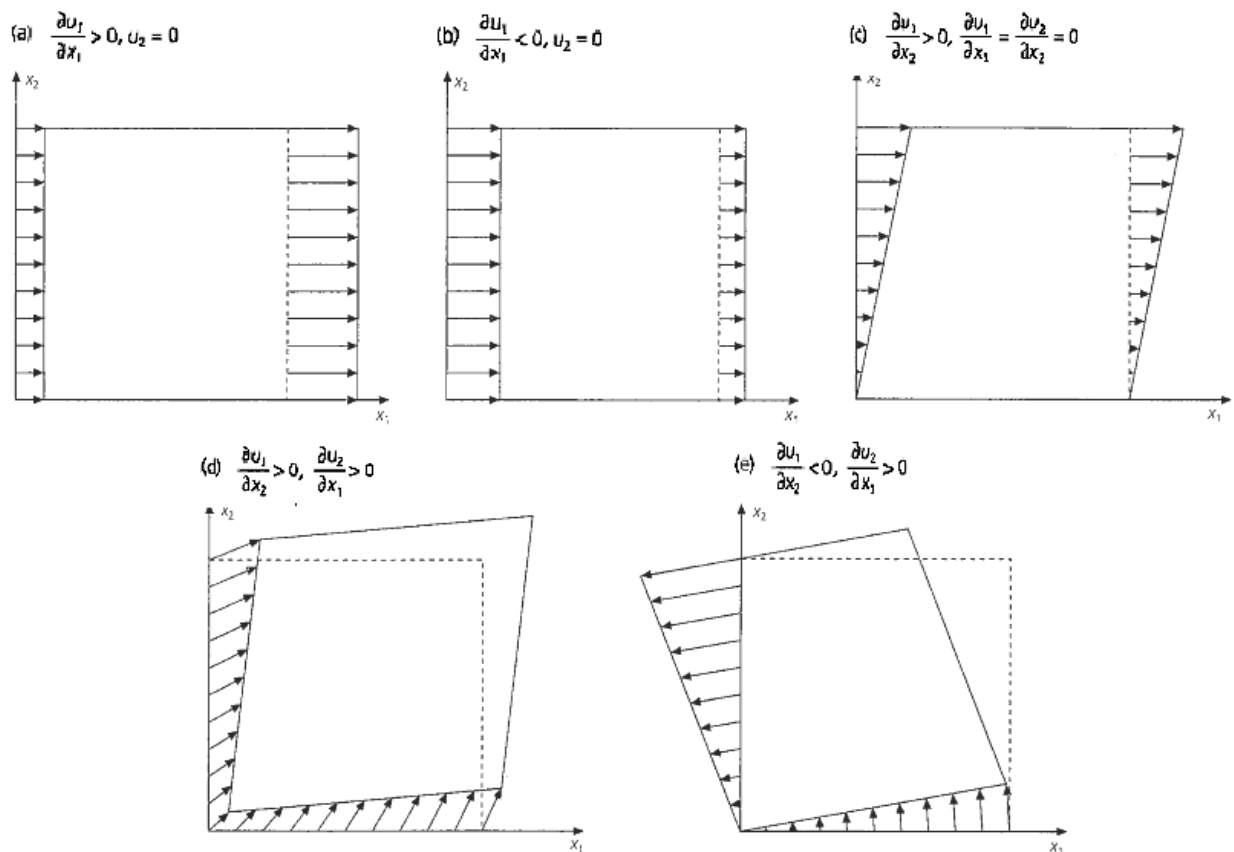


Figura 2.4: Gráfico conceptual de las deformaciones [33]

Dada la naturaleza simétrica de este tensor, también es posible encontrar sus vectores propios y por ende, un sistema de coordenadas en el que sólo existirán deformaciones principales.

2.1.3. Ondas sísmicas

Ahora se formulan las ecuaciones que permiten describir las ondas sísmicas y su dinámica. Estas ecuaciones relacionan los conceptos de esfuerzo y deformación con la segunda ley de Newton.

2.1.3.1. Ecuación constitutiva

La respuesta de un cuerpo elástico sometido a diferentes tipos de fuerzas viene caracterizado por la *ecuación constitutiva* de dicho material. Esta ecuación proporciona una relación entre el esfuerzo aplicado a un material y la deformación que sufre producto de dicho esfuerzo. Los materiales más simples son linealmente elásticos, es decir, existe

una relación lineal entre los tensores de esfuerzo y deformación. En este estudio y en general, se asume que la Tierra se comporta de forma lineal (en escalas de tiempo cortas) y que además las deformaciones son muy pequeñas. Esta aproximación se denomina *teoría de deformaciones infinitesimales*.

El esfuerzo y la deformación para un material linealmente elástico están relacionados por la ecuación constitutiva llamada *ley de Hooke* [33]:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}e_{kl}$$

escrita con el convenio de sumatoria de Einstein. Las constantes c_{ijkl} se denominan *módulos elásticos* (el conjunto, *tensor de rigidez*) y son una generalización del módulo de Young.

Debido a que las deformaciones son las derivadas espaciales de los desplazamientos, esta ecuación también se puede escribir como:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} \frac{\partial u_k}{\partial x_l} \quad (2.12)$$

2.1.3.2. Ecuación de movimiento

Conocida la relación que existe entre los esfuerzos y las deformaciones se pueden derivar las ecuaciones de movimiento que permitan describir las ondas sísmicas. Para eso se usa la segunda ley de Newton en términos de las fuerzas de cuerpo y los esfuerzos. Considerando un material de densidad constante ρ y un diferencial de volumen $dx_1dx_2dx_3$, de lados perpendiculares a los ejes cartesianos, la fuerza de cuerpo neta que experimenta dicho cuerpo (si la hay) en la dirección \hat{e}_i es $f_i dx_1dx_2dx_3$, donde f_i es una fuerza por unidad de volumen que actúa en el centro del cuerpo en dicha dirección. La fuerza total es la suma de las fuerzas superficiales en cada cara más las fuerzas de cuerpo dentro del material.

La fuerza neta en una dirección dada es resultado de los esfuerzos que actúan en cada cara hacia dicha dirección. Así por ejemplo si se desea saber la fuerza resultante en dirección \hat{e}_2 se realiza un análisis de la diferencia de los esfuerzos en cada cara opuesta apuntando en aquella dirección. En el análisis de las caras con normales \hat{e}_2 y $-\hat{e}_2$ se debe multiplicar, además, por la superficie dx_1dx_3 pues el esfuerzo tiene unidades de fuerza por unidad de área; así la fuerza en este caso es [33]:

$$[\sigma_{22}(\mathbf{x} + dx_2\hat{e}_2) - \sigma_{22}(\mathbf{x})]dx_1dx_3$$

donde $dx_2\hat{e}_2$ es el elemento diferencial en la dirección a partir el que se va a calcular la diferencia de esfuerzos. Expandiendo esa expresión en series de Taylor y conservando los términos lineales se obtiene:

$$\left[\sigma_{22}(\mathbf{x}) + \frac{\partial\sigma_{22}(\mathbf{x})}{\partial x_2}dx_2 - \sigma_{22}(\mathbf{x}) \right] dx_1dx_3$$

lo que resulta en que, debido a la existencia de una variación en los esfuerzos en las caras de dirección \hat{e}_2 y $-\hat{e}_2$, la fuerza generada neta sería:

$$\frac{\partial\sigma_{22}(\mathbf{x})}{\partial x_2}dx_1dx_2dx_3 \quad (2.13)$$

Este resultado se generaliza para el resto de caras y, si se incluye la componente de la fuerza de cuerpo dentro del volumen en la dirección \hat{e}_2 , se obtiene la fuerza total en aquella dirección que experimenta el volumen, e igualándola al producto de masa por aceleración, se llega a:

$$\left(\frac{\partial\sigma_{12}(\mathbf{x})}{\partial x_1} + \frac{\partial\sigma_{22}(\mathbf{x})}{\partial x_2} + \frac{\partial\sigma_{23}(\mathbf{x})}{\partial x_3} \right) dx_1dx_2dx_3 + f_2dx_1dx_2dx_3 = \rho \frac{\partial^2 u_2}{\partial t^2} dx_1dx_2dx_3 \quad (2.14)$$

De este resultado se puede concluir que son las variaciones del campo de esfuerzos y no la existencia en sí de los esfuerzos, los que generan una fuerza real que actúa sobre un volumen. Aplicando los mismos criterios en todas las direcciones resulta [33]:

$$\frac{\partial\sigma_{ij}(\mathbf{x}, t)}{\partial x_j} + f_i(\mathbf{x}, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (2.15)$$

A esta ecuación se le pueden realizar dos aproximaciones. En el caso que el cuerpo esté en equilibrio, el término de la derecha se anula y las fuerzas de cuerpo se equiparan y compensan con las superficiales; ésta es la llamada *ecuación de equilibrio*. La otra forma especial de la ecuación 2.15 es cuando no se han aplicado fuerzas de cuerpo y tiene la forma:

$$\sigma_{ij,j}(\mathbf{x}, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (2.16)$$

Donde la derivada parcial respecto a x_j se denota en adelante con una coma. Esta ecuación es la que describe la propagación de las ondas sísmicas excepto en la fuente (donde alguna fuerza de cuerpo las origina), y es llamada *ecuación homogénea de movimiento*.

La razón por la que el término de las fuerzas de cuerpo se anula es porque aunque la gravedad está presente en el medio, la fuerza generada se encuentra compensada en cada punto del espacio por la presión litostática. Conocida la ecuación de movimiento, y la ecuación constitutiva que relaciona el esfuerzo y la deformación, así como la fuerza, se pueden unir ambas ecuaciones para buscar una solución general a la ecuación homogénea de movimiento.

Sustituyendo la ecuación 2.12 en la ecuación 2.16 se obtiene [33]:

$$c_{ijkl}(u_{k,l})_{,j}(\mathbf{x}, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (2.17)$$

En esta ecuación es claro que la evolución de los desplazamientos está controlada por el carácter del tensor de módulos elásticos. Así, es necesario conocer las propiedades del tensor de módulos elásticos para caracterizar el movimiento. Este tiene 81 componentes (3^4); sin embargo, por el carácter simétrico del tensor de esfuerzos y del de deformaciones, y además por la simetría de la energía de deformación, se puede reducir el número de constantes independientes a 21 como se muestra a continuación [33][32].

2.1.3.3. El tensor de módulos elásticos

Recordando la forma básica de la ley de Hooke:

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl}e_{kl}$$

Si tomamos en cuenta que $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$ entonces $c_{ijkl} = c_{jikl}$ por lo que 9 términos de la izquierda se reducen a 6 independientes.

Así mismo sabiendo que $e_{kl} = e_{lk}$ (y por lo tanto $c_{ijkl} = c_{ijlk}$) se puede ver que este tensor se reduce de 9 a 6 términos independientes también. De esto se concluye que el tensor de módulos elásticos relaciona dos tensores con 6 términos independientes cada uno, pudiendo expresarse así como un tensor de 36 ($6*6$) términos independientes [32].

$$c_{ijkl} = \begin{pmatrix} c_{1111} & c_{1122} & c_{1133} & c_{1123} & c_{1113} & c_{1112} \\ c_{2211} & c_{2222} & c_{2233} & c_{2223} & c_{2213} & c_{2212} \\ c_{3311} & c_{3322} & c_{3333} & c_{3323} & c_{3313} & c_{3312} \\ c_{2311} & c_{2322} & c_{2333} & c_{2323} & c_{2313} & c_{2312} \\ c_{1311} & c_{1322} & c_{1333} & c_{1323} & c_{1313} & c_{1312} \\ c_{1211} & c_{1222} & c_{1233} & c_{1223} & c_{1213} & c_{1212} \end{pmatrix} \quad (2.18)$$

Se puede ahora hacer una simplificación de notación en la ley de Hooke. Expresando cada componente independiente (pares de componentes) del tensor de esfuerzos y de deformaciones de manera simplificada, del siguiente modo:

$$\begin{array}{cccccc} \sigma_1 = \sigma_{11} & \sigma_2 = \sigma_{22} & \sigma_3 = \sigma_{33} & \sigma_4 = \sigma_{23} & \sigma_5 = \sigma_{13} & \sigma_6 = \sigma_{12} \\ e_1 = e_{11} & e_2 = e_{22} & e_3 = e_{33} & e_4 = e_{23} & e_5 = e_{13} & e_6 = e_{12} \end{array}$$

La ley de Hooke se expresa como:

$$\sigma_i = c_{ij}e_j \quad (2.19)$$

y la representación matricial del tensor de módulos elásticos como:

$$c_{ij} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{21} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{31} & c_{32} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{41} & c_{42} & c_{43} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{51} & c_{52} & c_{53} & c_{54} & c_{55} & c_{56} \\ c_{61} & c_{62} & c_{63} & c_{64} & c_{65} & c_{66} \end{pmatrix} \quad (2.20)$$

El argumento que reduce esos 36 términos independientes a 21 es el siguiente [33]. En un material elástico unidimensional, al aplicar una fuerza y causarle deformación se almacena energía potencial dentro del material. Considerando entonces un resorte con fuerza restauradora $f = -kx$, comprimir el resorte una distancia dx implica realizar el trabajo siguiente:

$$W = \int_0^x kx dx = \frac{1}{2}kx^2$$

si es que el resorte estaba en equilibrio. Ahora, la energía de deformación almacenada en un volumen será la integral del producto de las componentes de esfuerzo y deformación sumadas en ese volumen (el esfuerzo interno del volumen actúa como la fuerza restauradora y la deformación como el desplazamiento relativo, por eso la integral se realiza en el volumen):

$$\frac{1}{2} \int \sigma_{ij}e_{ij}dV = \frac{1}{2} \int c_{ijkl}e_{ij}e_{kl}dV$$

Para que esta integral se mantenga invariante bajo un cambio de pares de índices $ij - kl$, el tensor de rigidez debe cumplir que $c_{ijkl} = c_{klij}$ o, en la notación simplificada,

$c_{ij} = c_{ji}$. Esto implica que de 36 componentes una sección de pares de índices se volvió dependiente como se muestra en la siguiente matriz redefinida:

$$c_{ij} = \begin{pmatrix} c_{11} & c_{12} & c_{13} & c_{14} & c_{15} & c_{16} \\ c_{12} & c_{22} & c_{23} & c_{24} & c_{25} & c_{26} \\ c_{13} & c_{23} & c_{33} & c_{34} & c_{35} & c_{36} \\ c_{14} & c_{24} & c_{34} & c_{44} & c_{45} & c_{46} \\ c_{15} & c_{25} & c_{35} & c_{45} & c_{55} & c_{56} \\ c_{16} & c_{26} & c_{36} & c_{46} & c_{56} & c_{66} \end{pmatrix} \quad (2.21)$$

Así, el tensor ahora posee solo 21 componentes independientes.

2.1.3.4. Caso isotrópico

La Tierra puede ser descrita con el uso de las relaciones dadas por el tensor de módulos elásticos. En el modelo más simple se puede asumir que la Tierra es isotrópica, esto es que sus propiedades físicas son equivalentes independientemente de la dirección. Esto reduce aún más el número de módulos elásticos independientes. Para reducir la matriz de módulos elásticos hace falta resolver un sistema de ecuaciones en el que, dado un conjunto de transformaciones ortogonales que representan las diferentes simetrías (en el caso del medio isotrópico simetrías de rotación y reflexión totales) aplicadas al tensor de módulos elásticos en un sistema de referencia dado, éste se mantenga invariante después de las transformaciones. Como un medio isotrópico posee un número elevado de transformaciones ortogonales, estas restricciones reducen el número de módulos elásticos independientes a 2 [32].

Realizado esto, se puede expresar la Ley de Hooke de manera sencilla en términos de estas 2 constantes de la siguiente manera [33]:

$$\sigma_{ij} = \lambda\theta\delta_{ij} + 2\mu e_{ij} \quad (2.22)$$

donde λ y μ son las denominadas *constantes de Lamé* que caracterizan la reacción del medio a los esfuerzos, θ es la dilatación definida como $\theta = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z}$, claramente la divergencia del campo de desplazamientos \mathbf{u} y δ_{ij} es la delta de Kronecker. Estas constantes, así como cualquier otra en el tensor de módulos elásticos, se determinan de forma experimental sometiendo al cuerpo a diferentes esfuerzos y comparando el

resultado de las deformaciones producidas por dichos esfuerzos.

Expresado en su forma matricial, el tensor de módulos elásticos en el caso isotrópico queda como [33]:

$$c_{ij} = \begin{pmatrix} \lambda + 2\mu & \lambda & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda + 2\mu & \lambda & 0 & 0 & 0 \\ \lambda & \lambda & \lambda + 2\mu & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & \mu & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & \mu & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \mu \end{pmatrix} \quad (2.23)$$

Reemplazando esta relación en la ecuación de movimiento homogénea (2.17), se la deja expresada en términos solo de los desplazamientos, y después de algunas manipulaciones, queda expresada de manera vectorial como:

$$(\lambda + \mu)\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}(\mathbf{x}, t)) + \mu\nabla^2\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = \rho\frac{\partial^2\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (2.24)$$

aplicando la identidad vectorial:

$$\nabla^2\mathbf{u} = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) - \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u})$$

y además usando la *descomposición de Helmholtz* [33][32]:

$$\mathbf{u}(\mathbf{x}, t) = \nabla\phi(\mathbf{x}, t) + \nabla \times \boldsymbol{\Upsilon}(\mathbf{x}, t)$$

se llega a una ecuación de movimiento, simplificada en términos de un potencial escalar (que da origen a ondas compresivas) ϕ , y a uno vectorial (rotacional que origina ondas de corte) $\boldsymbol{\Upsilon}$:

$$\nabla \left[(\lambda + 2\mu)\nabla^2\phi(\mathbf{x}, t) - \rho\frac{\partial^2\phi(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \right] = -\nabla \times \left[\mu\nabla^2\boldsymbol{\Upsilon}(\mathbf{x}, t) - \rho\frac{\partial^2\boldsymbol{\Upsilon}(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \right] \quad (2.25)$$

Para resolver esta identidad se pueden anular los términos entre corchetes. Haciendo esto se obtienen dos ecuaciones de onda, una para cada potencial [33]:

$$\nabla^2\phi(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2\phi(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (2.26)$$

para el potencial escalar con velocidad $\alpha = [(\lambda + 2\mu)/\rho]^{1/2}$; y:

$$\nabla^2\boldsymbol{\Upsilon}(\mathbf{x}, t) = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2\boldsymbol{\Upsilon}(\mathbf{x}, t)}{\partial t^2} \quad (2.27)$$

para el potencial vectorial con velocidad $\beta = (\mu/\rho)^{1/2}$.

Finalmente, los desplazamientos resultarán de aplicar la definición de la descomposición de Helmholtz. Así es evidente el carácter compresional de la onda que se deriva de la ecuación de campo escalar (pues resulta de una divergencia), y el carácter de corte de las ondas resultantes de la ecuación de campo vectorial (porque proviene de un rotacional que hace que el movimiento sea perpendicular a la dirección de propagación). Se puede ver, además, la relación entre las velocidades de las ondas compresivas o primarias (P) y de corte o secundarias (S), y los coeficientes reducidos del tensor de módulos elásticos [33].

2.1.4. Anisotropía

Ahora que se sabe cómo controla el tensor de módulos elásticos a las ecuaciones de propagación de ondas, se puede abordar el caso anisotrópico que es el de mayor interés en este estudio. Debido a que las velocidades dependen de las constantes elásticas, en un medio anisotrópico, las ondas pueden viajar a diferente velocidad dependiendo de la dirección en la que se propagan, y esto puede ocasionar fenómenos como que la onda de corte se puede separar en 2 pulsos con polaridades y velocidades diferentes [33][32][15]. La anisotropía puede resultar de la no uniformidad de un material, denominada *heterogeneidad*. Una situación común es cuando un material tiene direccionalidad en su estructuramiento, por ejemplo, la superposición de capas delgadas de un aglomerado, laminado o un conjunto de capas de roca con diferentes velocidades isotrópicas cada una como, por ejemplo, en rocas con foliación o secuencias sedimentarias.

La anisotropía también puede ocurrir en materiales homogéneos que repiten su estructura como los cristales de olivino, pero que poseen diferentes propiedades acústicas dependiendo de la dirección de propagación respecto a la red cristalina [33].

Existen muchas formas de anisotropía, dependientes de la distribución espacial de los diferentes componentes (y sus diferencias) en un medio. En su forma más básica, la anisotropía se puede caracterizar en base a los sistemas cristalinos principales. Así existen la anisotropía transversa (exagonal), monoclinica, ortorrómbica, trigonal, tetragonal y la cúbica, cada una con sus simetrías desde las cuales se calcula el tensor de módulos elásticos exigiendo su invarianza. La anisotropía relacionada a la estructura cristalina

triclínica se podría pensar como “total” debido a que este sistema cristalino no posee simetrías además de la traslacional y de la inversión, por lo que para este sistema los 21 componentes del tensor de módulos elásticos son independientes y diferentes [11]; este tipo de materiales se da en la naturaleza en las plagioclasas, por ejemplo.

2.1.4.1. Anisotropía transversa

Una de las formas de anisotropía más importantes es la denominada *anisotropía transversa* (conocida también como anisotropía radial -en geofísica- o simetría cilíndrica) debido a su recurrencia en la naturaleza. Este tipo de anisotropía sucede en materiales laminados (como capas de depósitos de origen volcánico o sedimentarios), y posee una simetría uniaxial perpendicular a las láminas del material. Cada capa es isótropa en sus propiedades como se indica en la figura 2.5.

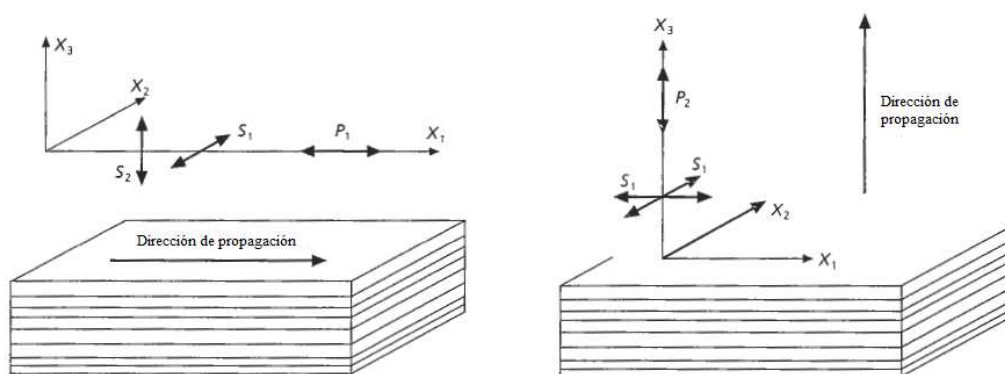


Figura 2.5: Material con anisotropía transversa [33]

Un material con esta anisotropía puede ser descrito con 5 constantes elásticas independientes, A , C , F , L y N , y al igual que las constantes de Lamé, sus valores numéricos deben ser determinados de manera experimental. La independencia de estos coeficientes se encuentra aplicando transformaciones ortogonales específicas de esta geometría (es decir, una operación de rotación arbitraria respecto al eje de simetría) al tensor de módulos elásticos, y exigiendo su invarianza de igual manera que como se describió en el caso isotrópico. Si el eje de simetría está en dirección x_3 , las propiedades que involucren dicha dirección diferirán de las que solo estén incluidas en el plano $x_1 - x_2$ y la

matriz de constantes elásticas será [33]:

$$c = \begin{pmatrix} A & A - 2N & F & 0 & 0 & 0 \\ A - 2N & A & F & 0 & 0 & 0 \\ F & F & C & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & L & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & L & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & N \end{pmatrix} \quad (2.28)$$

Consideremos una onda cuya dirección de propagación es x_1 , como en la parte izquierda de la figura 2.5. El coeficiente que relaciona la compresividad y los esfuerzos en esa dirección es c_{1111} , ahora las constantes de elasticidad que relacionan una propagación en esa dirección pero con perturbaciones y tensiones restauradoras perpendiculares a dicha dirección (por la naturaleza de los esfuerzos de corte) serán c_{1313} y c_{1212} . En este caso, dichas constantes determinan las siguientes velocidades fijadas por la dirección de movimiento de las partículas del material [33]:

$$P_{11} = (A/\rho)^{1/2}, S_{12} = (N/\rho)^{1/2}, S_{13} = (L/\rho)^{1/2}$$

Es claro entonces que existe una separación de las ondas S perpendiculares, pues poseen velocidades diferentes. En general, se dice que la velocidad S_{13} es más lenta, pues atraviesa capas lentas y rápidas de material conforme avanza, mientras que la velocidad S_{12} muestrea una capa preferencialmente rápida.

En el supuesto que la dirección de propagación es x_3 , la onda compresiva corresponderá a c_{3333} , y las ondas de corte se propagan de acuerdo a c_{1313} y c_{2323} , lo que resulta en velocidades:

$$P_{33} = (C/\rho)^{1/2}, S_{13} = (L/\rho)^{1/2}, S_{23} = (L/\rho)^{1/2}$$

Ciertamente las ondas de corte ahora viajan a la misma velocidad (lenta) pues ambas muestrean las diferentes capas por igual (de hecho en este caso no existen 2 ondas de corte, ya que ambas en realidad forman las componentes de un solo pulso de onda de corte).

El fenómeno por el cual las ondas S, o transversas, se separan debido a la anisotropía del medio es análogo a la birefringencia óptica, y por eso también se le conoce como birefringencia sísmica [6].

2.2. Anisotropía sísmica en regiones volcánicas

La anisotropía en regiones volcánicas se puede presentar como resultado de las interacciones entre la tectónica regional y los posibles elementos que conforman la estructura de un complejo volcánico.

2.2.1. Propagación de ondas sísmicas en un medio volcánico

En regiones volcánicas, o cuya geología es compleja, debido a la presencia de diques o grietas verticales y depósitos horizontales se espera anisotropía transversa. En estos casos es posible relacionar el estado de los esfuerzos de las regiones y sus posibles cambios locales o temporales con la anisotropía en la propagación de ondas sísmicas. En un volcán se espera que el tipo de anisotropía presentado sea transversa, pero con un eje de simetría ahora horizontal debido a que se supone que el medio posee grietas orientadas en cierta dirección. Puesto que las grietas están llenas de aire o algún otro fluido, las ondas que las atraviesan se retrasan respecto a las ondas que no lo hacen. Así, una onda S con vector de polarización paralelo a los planos de las grietas, viajará más rápido que una con dirección de polarización perpendicular a los planos de las grietas. Estas polarizaciones se pueden denominar a partir de ahora así: plano de dirección rápida y de dirección lenta [14].

Como es de imaginarse, una región con grietas orientadas de manera aleatoria no mostrará este fenómeno pues todas las direcciones son equivalentes y el medio es isotrópico. La existencia de estas grietas se asume en los últimos 10 a 15 kilómetros de la corteza, y su alineamiento es causado por esfuerzos predominantes en la corteza [15]. Esto se puede comprender de la siguiente manera. Grietas con un plano perpendicular a la dirección de máximo esfuerzo pueden cerrarse debido a éste, mientras grietas con planos paralelos a esta dirección pueden ensancharse. Este fenómeno se ha confirmado experimentalmente en rocas ígneas y también mediante modelos computacionales [5]. Los esfuerzos involucrados en la generación de estos procesos son 2 órdenes de magnitud menores que los esfuerzos requeridos para crear grietas, así que estos medios son muy sensibles y propensos a los cambios rápidos con esfuerzos moderados. Este fenómeno se denomina anisotropía de dilatación extensiva (*extensive-dilatancy anisotropy* “EDA” en inglés). El mecanismo por el que algunas grietas se cierran y otras se mantienen o

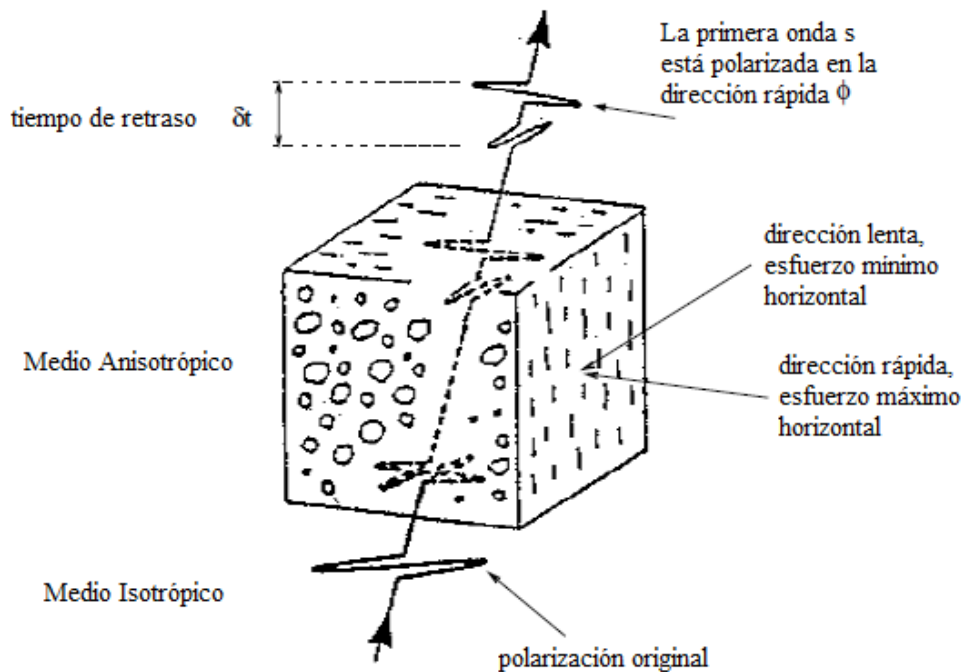


Figura 2.6: Esquema del fenómeno de separación de onda de corte en un medio anisotrópico [15]

ensanchan se puede explicar por una difusión o flujo del contenido de las grietas producto de un gradiente de presiones, inducido por el estado de esfuerzos en una región [6].

De esta manera, una medida de la dirección rápida de la onda de corte (que es paralela a las grietas) indica la dirección de máximo esfuerzo horizontal en la corteza. El tiempo de separación, por otro lado, representará una medida de la diferencia entre el esfuerzo máximo y el mínimo. Así por ejemplo, una onda puede atravesar una estructura de anisotropía transversa en la que los materiales posean otras propiedades elásticas pero tengan la misma geometría espacial, y la polarización de la onda rápida se alinearán en la misma dirección rápida pero se separará de la onda corta en función de las nuevas relaciones entre esfuerzos y deformaciones. Conforme la diferencia entre el esfuerzo máximo y el mínimo disminuye, el material se parece cada vez más a un material isotrópico y viceversa, o visto de otra manera, si la diferencia de esfuerzos no es muy grande, los gradientes de presiones no son muy grandes y los fluidos dentro de las grietas no fluyen, o se difunden tan libremente hacia las grietas subparalelas en la dirección de máximo esfuerzo. Existen otros mecanismos para la dirección preferencial

de las grietas, por ejemplo, presencia de fallas activas, alineación preferencial de minerales y alineación de grietas por regímenes tectónicos pasados [15].

Estudios como el realizado aquí intentan caracterizar procesos volcánicos mediante un análisis de posibles variaciones en la anisotropía de una región volcánica. Esto se debe a que, por ejemplo, una *intrusión magmática* o una erupción puede ocasionar un cambio en el estado de esfuerzos de una región [15] como se muestra en la figura 2.7.

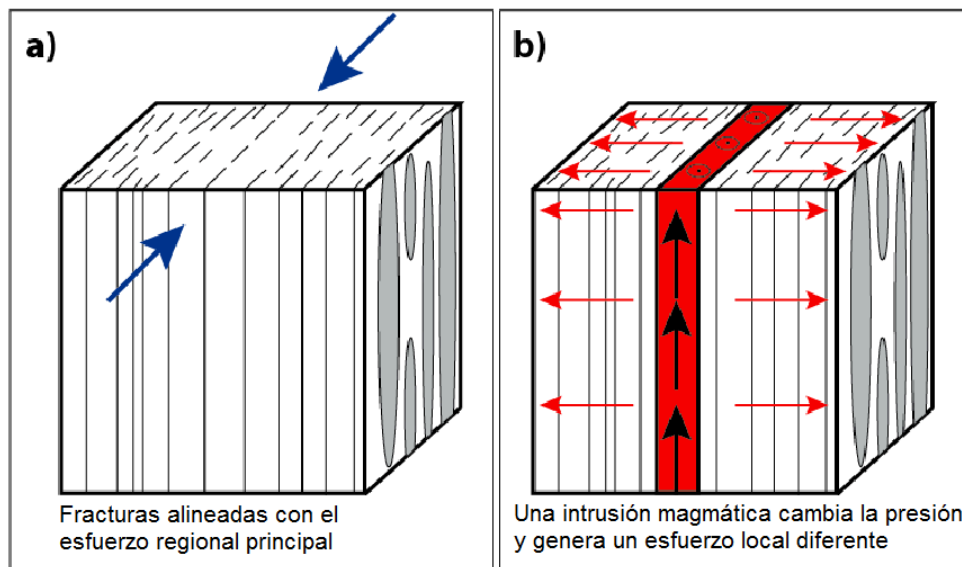


Figura 2.7: Cambio de dirección de esfuerzo principal debido a una intrusión

Una *intrusión magmática* es un fenómeno en el que magma procedente de algún reservorio magmático profundo ha migrado hacia partes del interior de un complejo volcánico (como conductos, diques o cámaras magmáticas). Si una intrusión magmática llega a suceder en un dique o sistema de diques (grandes grietas con orientación subvertical), se espera que la dirección de esfuerzo cambie localmente en aproximadamente 90° [16]. Si la nueva presión generada por la intrusión no es suficientemente grande se espera que al menos la diferencia entre el esfuerzo máximo y el mínimo disminuya localmente (pues la nueva presión debida a la intrusión es opuesta al esfuerzo regional) llevando a un tiempo de separación menor entre las ondas rápida y lenta. La detección de las intrusiones magmáticas es importante, pues éstas reflejan la dinámica de magma que podría ser erupcionado en caso de una acumulación importante. Las presiones nuevas en los diques o grietas debido a magma o fluidos intruídos generan

cambios de esfuerzo locales en una región alrededor de las grietas, por lo que independientemente de la dirección de propagación de la onda de corte, si ésta atraviesa dicha región, se separará conforme a la dirección de máximo y mínimo esfuerzo.

Así en una estación de registro sísmico, la separación de onda de corte refleja el estado del campo de esfuerzos en la localización alrededor de la estación, y por ende la dirección de la onda rápida y de la lenta, no dependen de la dirección de llegada de la onda a la estación, denominada *back-áccimut*. Esta independencia de las medidas de separación de onda de corte respecto a la dirección de llegada (*back-áccimut* es importante en el estudio, pues los eventos sísmicos pueden originarse en cualquier dirección alrededor de una estación de registro sísmico [15]).

Aunque aquí se menciona el caso de la alineación de grietas como el origen de la anisotropía sísmica, este fenómeno no está restringido a dicha geometría; por ejemplo, se han realizado estudios que demuestran el fenómeno de separación de onda de corte en materiales que presentan distribuciones de poros esféricos, esferoides oblatos, grietas planas o combinaciones de éstos [5], pero siempre reflejan el esfuerzo principal actuando sobre ellos. La anisotropía transversa (horizontal), por la complejidad real de la corteza, es en realidad una primera aproximación a la anisotropía en general, pero aporta con ángulos subparalelos a la dirección de máximo esfuerzo con desviaciones de hasta 20° [6].

2.3. Marco tectónico de Galápagos

Las Islas Galápagos están ubicadas a 1000 kms al oeste del Ecuador, 250 km al sur del centro de expansión de Galápagos, sobre la placa de Nazca [26]. Comprenden una región muy complicada desde el punto de vista geológico. Se originan a partir del Punto Caliente de Galápagos y se ubican sobre éste. La placa de Nazca tiene una dirección de movimiento hacia el continente americano (es decir de oeste a este) desde un marco de referencia ubicado en el Punto Caliente de Galápagos [22]. Debido a este movimiento, las islas del archipiélago van aumentando su edad hacia el este y las islas occidentales, que se asume coinciden con la ubicación actual del Punto Caliente de Galápagos, tienen una morfología de volcanes tipo escudo con profundas calderas, mientras las islas del norte se asumen originadas por la interacción del punto caliente con el centro de

expansión de Galápagos[21]. Por esta razón las islas con volcanes activos son las más occidentales, es decir las islas Isabela y Fernandina. Aunque la progresión de edad de las islas está en dirección del movimiento de la placa de Nazca, la progresión no es monótona; casi todos los volcanes han erupcionado en el Holoceno, y estudios como el de Villagómez et al. (2007) demuestran una región de influencia de la pluma de manto muy extensa [34]. El archipiélago se encuentra formado por 15 islas y decenas de islotes y rocas, todas montadas sobre la plataforma submarina que se eleva abruptamente desde el piso oceánico abisal. La isla Isabela que contiene al volcán Sierra Negra es la más grande de las islas, cuya parte sur se encuentra ocupada en su mayoría por Sierra Negra y se encuentra en sí formada por 5 volcanes tipo escudo unidos, de norte a sur: Wolf, Ecuador, Darwin, Alcedo, Sierra Negra y Cerro Azul [26][13].

La sismicidad en Galápagos ha sido monitoreada durante distintos períodos por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, y se ha identificado como una zona altamente sísmica. Entre 1997 y 2001 el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional mantuvo una red sísmica de sensores de período corto, con 6 estaciones de componentes verticales localizadas en Fernandina, Isabela, Bartolomé y Santa Cruz y también participó en la instalación de estaciones para proyectos de investigación sísmica conjuntos en los períodos de 1999-2003 y 2009-2011 (el presente estudio).

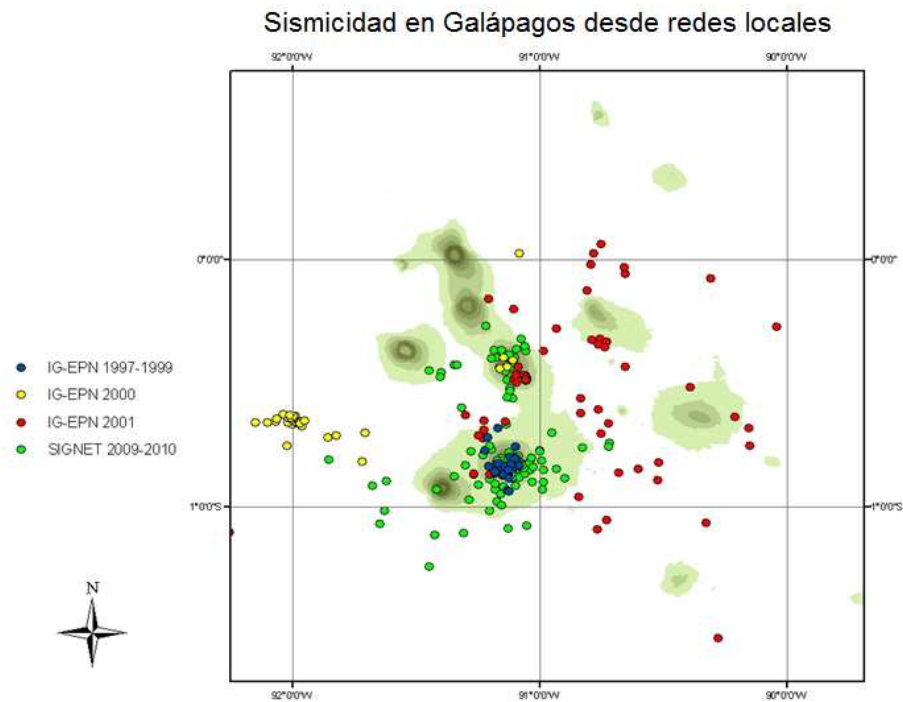


Figura 2.8: Sismicidad de las Islas Galápagos registradas por la red del instituto geofísico y la red temporal SIGNET en diferentes períodos

La figura 2.8 muestra la localización de eventos durante diferentes períodos y muestra una amplia dispersión en sus ubicaciones, aunque se notan regiones demarcadas de alta sismicidad en los centros volcánicos principalmente, como Alcedo, el flanco suroccidental de Fernandina, Sierra Negra, además de un enjambre al occidente de Isabela.

2.3.1. Esquema geológico del volcán Sierra Negra

Sierra Negra es un volcán basáltico tipo escudo y es el más grande de la región, ubicado al sur de la isla Isabela, tiene 60 km de largo y 40 de ancho y se eleva hasta 1124 metros sobre el nivel del mar. En su cúspide yace una caldera estructuralmente compleja de 7 por 10 kilómetros. Los flancos medios del volcán (de 300 a 1000 metros sobre el nivel del mar) están inclinados 5° de manera uniforme. Los últimos 100 metros poseen una inclinación que va de 15° a 30° . Los flancos inferiores poseen ángulos de 1° a 2° y representan una gran parte del volumen total del volcán dada su extensión.

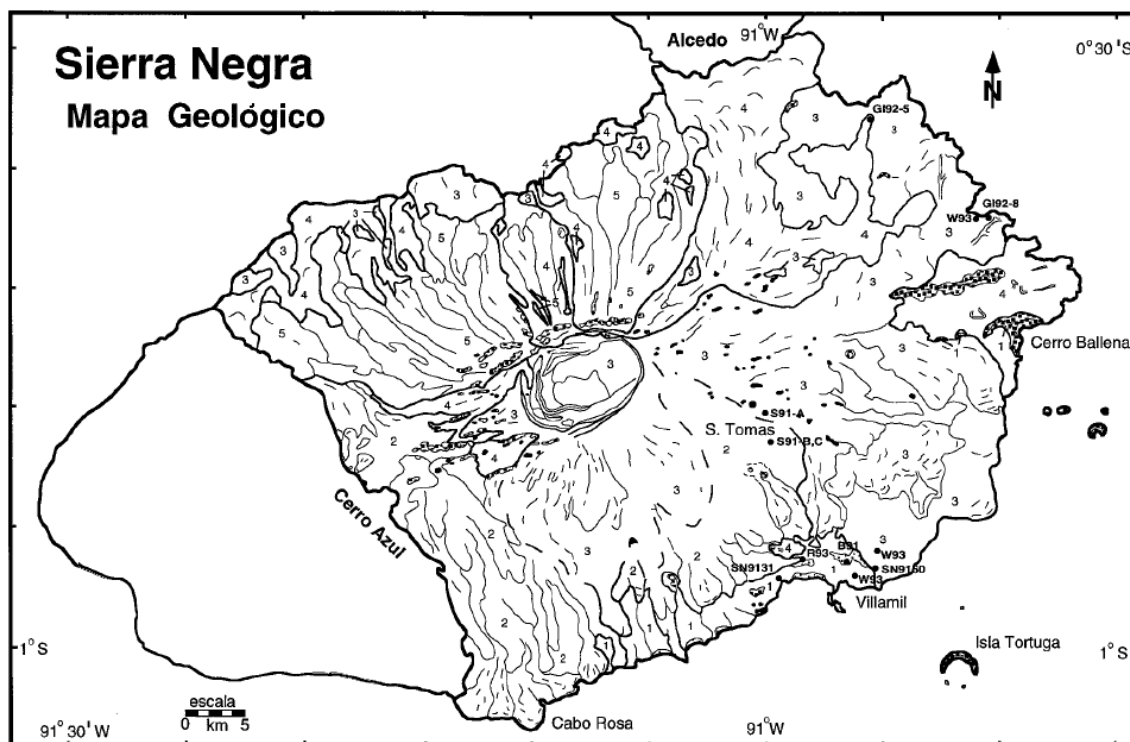


Figura 2.9: Mapa geológico de Sierra Negra, con los flujos de lava reportados de edad más antigua (1) a más joven (5) [26]

Existen tres regímenes de esfuerzos que rodean y pueden afectar la región del volcán Sierra Negra: el escenario tectónico regional que afecta la litósfera profunda, los esfuerzos impartidos por los volcanes cercanos y el efecto propio del volcán.

En la parte norte del archipiélago la alineación de los volcanes es en dirección noroeste. Esta región está fuertemente afectada por la evolución de la geometría de la dorsal de Galápagos, y por la región de transformación cercana discutiblemente causada por la migración la dorsal de expansión pasando por el Punto Caliente de Galápagos [36]. Por otro lado, en la porción sur el lineamiento tiende a ser este-noreste. Las tendencias al noroeste del archipiélago pueden corresponder a inicios de transformación en el centro de expansión de Galápagos, mientras los alineamientos en la parte sur del archipiélago reflejan condiciones de esfuerzos paralelos al borde libre de la plataforma del archipiélago (figura 2.10).

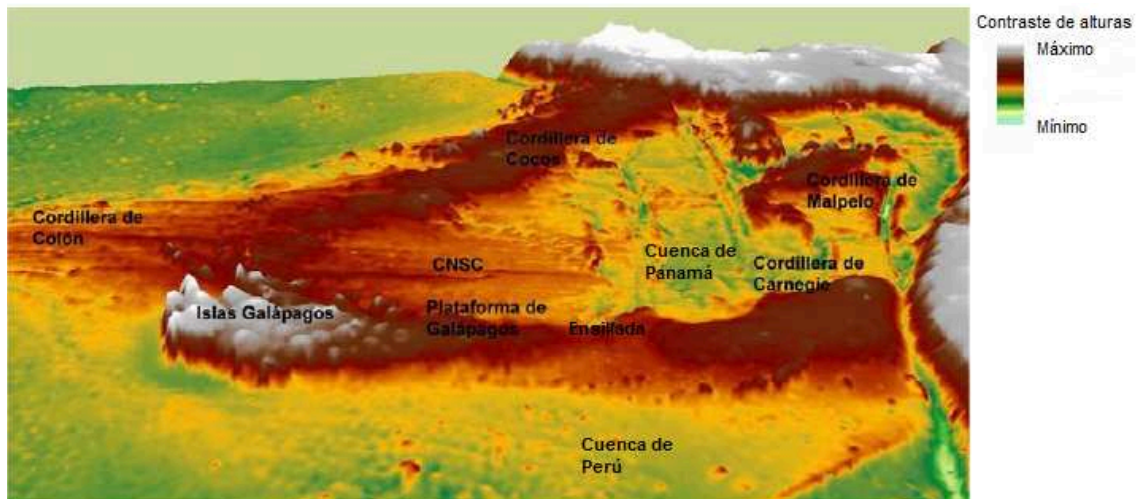


Figura 2.10: Mapa batimétrico de Galápagos que muestra la pronunciada pendiente de la plataforma insular en el suroeste y sur de Isabela (borde libre) [21]

El collado (ensillada o ensilladura) en el límite entre Sierra Negra y Cerro Azul confirma un bien establecido régimen de esfuerzos que causa ventos (o cráteres de lava), a orientarse en dirección este-noreste en el flanco suroccidental de Sierra Negra. En los límites entre Sierra Negra y Alcedo, sin embargo, no se observan tendencias generales, quizás por la lejanía entre ambos volcanes o por una interacción en la que los esfuerzos compiten y se anulan.

La caldera en la cima, sus estructuras o la cámara magmática subyacente están opacadas al momento de influir sobre esfuerzos en flancos inferiores del volcán, pero dominan el desarrollo de campos de esfuerzos en la cima y las resultantes fisuras circunferenciales en este. [26]

El volcán Sierra Negra tuvo su última erupción del 22 al 30 de Octubre de 2005 después 26 años de inactividad. La erupción se dio en la parte norte del borde de la caldera, al lado opuesto de un sistema de fallas activas en la parte sur de la caldera, que experimentó un terremoto de magnitud m_b 4.6 y un levantamiento de 84 cms en abril de 2005. Los productos de dicha erupción fueron flujos de lava *aa* hacia el interior de la caldera, y por el flanco norte del volcán como se muestra en la figura 2.11 [13].

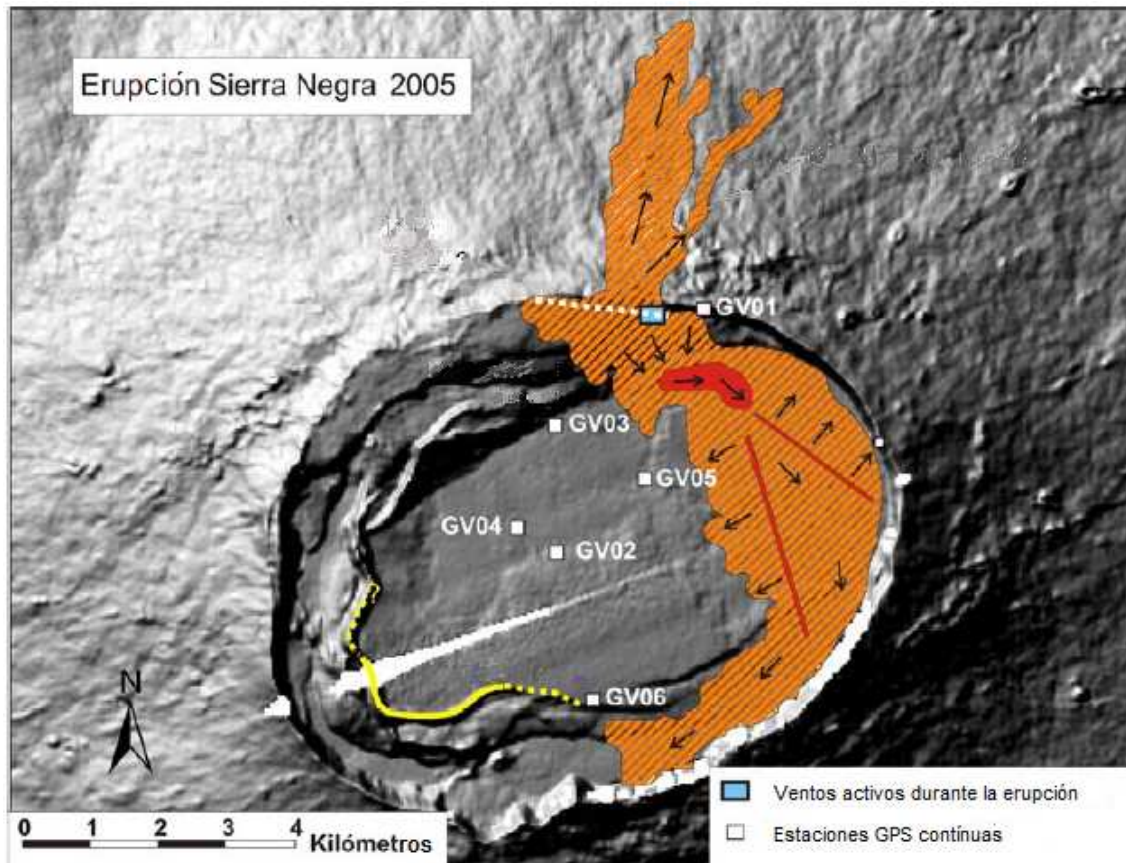


Figura 2.11: Relieve sombreado de la cima de Sierra Negra que muestra la distribución del flujo (área naranja) del episodio eruptivo de 2005 [13]. Las líneas rojas denotan hendiduras desde las cuales los flujos de lava se esparcieron. La región roja muestra una fuente emposada de lava que realimentó los flujos después del primer emplazamiento.

Las fisuras eruptivas en Sierra Negra están orientadas de manera circunferencial cerca de la cima, y de forma radial en los flancos. Las erupciones históricas anteriores a la de 2005 también se originaron en las fisuras circunferenciales al norte del piso de la caldera. Estudios de interferometría por radar (INSAR), tanto en el período eruptivo de Sierra Negra de 2005 como en años anteriores (1992-1999), muestran que la estructura compleja de la caldera de Sierra Negra y su reservorio magmático, en particular, causan que las erupciones no sean intra-caldera. Esto se explica por un sistema de fallas activas al sur de la caldera que permite un proceso de inflación y deflación continuo en Sierra Negra a modo de puerta vaivén horizontal (*trap door* en inglés). Así por ejemplo, en

el estudio de Amelung et al. (2000) [2] muestra cómo existen 2 tipos de deformaciones en la caldera de Sierra Negra fuera de períodos eruptivos.

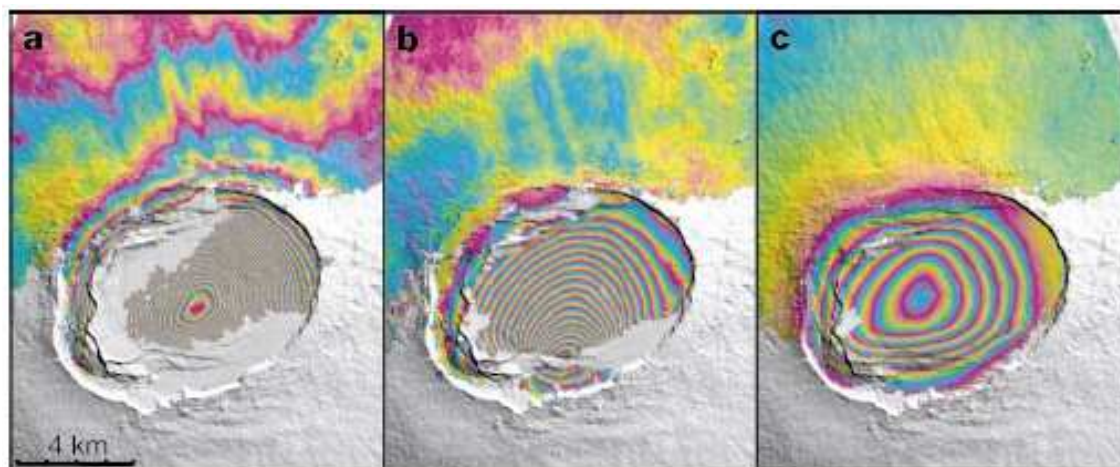


Figura 2.12: Deformaciones obtenidas por interferometría de radar en Sierra Negra desde 1992 hasta 1999. **a.** 1992-1997 **b.** 1997-1998 **c.** 1998-1999 [2]

En la figura 2.12 se muestran las deformaciones que se asocian a dos fenómenos diferentes. Para el caso de las figuras **a.** y **c.** el patrón de deformación es similar (y la tasa de deformación anual es baja), y se asocia a acumulación magmática en un reservorio de magma a 2.1 km bajo la cima. La gráfica **b.** muestra un origen de deformación diferente y discontinuo, justo a través de una falla pre-existente al sur de la caldera, propuesta en ese estudio [2] como una falla tipo puerta vaivén (*trap door*).

Los ventos eruptivos en Sierra Negra poseen patrones radiales en los flancos medios del volcán y circunferenciales en la cima de la caldera, que están desligados de fallas de la caldera, más bien representan la expresión superficial del emplazamiento de diques, y la orientación de dichos diques a su vez se interpreta como controlada por el estado de esfuerzos en el volcán [4], hecho que se detallará en otra sección más adelante.

Las lavas del volcán Sierra Negra son basaltos toleíticos (subalcalinos) con poca variedad composicional [26], cuya variación se debe mayoritariamente a cristalización fraccional de plagioclasa, augita y olivino debido a presiones entre 100 y 300 MPa [13]. Cabe mencionar que cercana a Puerto Villamil se localiza un sistema de ventos que representan un peligro potencial a la población; en caso de que dicho sistema se reactive se puede producir una erupción efusiva que puede comprometer la seguridad de los

moradores del puerto.

Capítulo 3

Metodología y análisis de datos

3.1. Adquisición de datos - red SIGNET

Para realizar este estudio se analizaron ondas sísmicas provenientes de eventos distribuidos en las Islas Galápagos. La obtención de los datos se realizó con la red sísmica temporal SIGNET (SierraNegra Integrated Geophysical NETwork), que fue instalada en y alrededor de Sierra Negra en Julio de 2009 en un esfuerzo conjunto de la Universidad de Miami, la Universidad de Idaho, la Universidad de Rochester y el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional. Esta red constó de 13 sensores de banda ancha tipo 3T con grabadores Q330, y 3 sensores Trillium 120 (16 sensores en total) con grabadores Taurus y se ubicaron en los lugares mostrados en la figura 3.1.

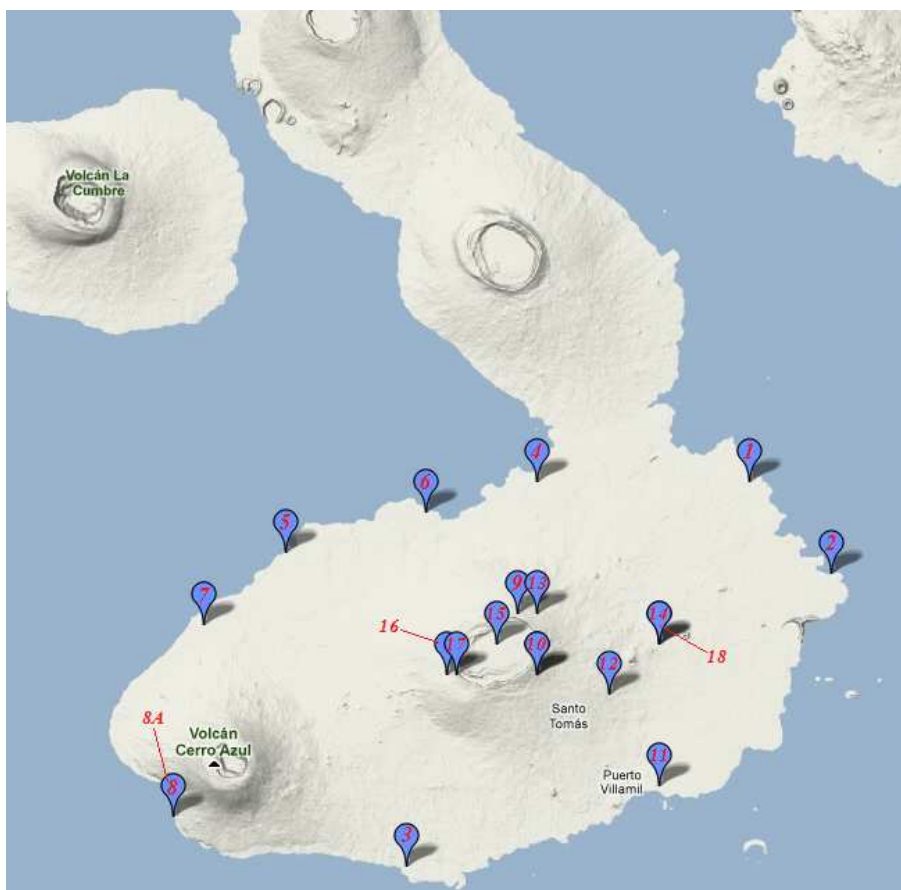


Figura 3.1: Ubicación de las estaciones de la red SIGNET

En la figura 3.1 se identifican 18 estaciones, es decir, existieron más estaciones que sensores (16), esto se debe a que algunos dejaron de funcionar y fueron reemplazados o readecuados con diferentes códigos. El código mundial de esta red de estaciones sísmicas para IRIS (Incorporated Research Institutions for Seismology) es XE y el de las estaciones en sí es GS+número (por ejemplo XE.GS12 es el código de la estación 12 de la red del proyecto SIGNET). La red adquirió datos desde el 1 de Agosto de 2009 hasta el 12 de Junio de 2011, y se analizaron 2394 eventos sísmicos de ese período en este estudio. Debido a que algunas estaciones presentaron problemas y debieron ser reparadas, reemplazadas, reubicadas o removidas, se tuvo un promedio de 12 estaciones funcionando simultáneamente durante el período de registro de las 16 posibles. La datos sísmicos se obtuvieron a través del servidor de la Universidad de Rochester.

3.2. Análisis de datos

Los sensores son receptores de señales sísmicas (es decir vibraciones de la Tierra, o variación de posición del sensor respecto a una referencia) de 3 componentes: es decir captan movimientos en una componente vertical, perpendicular a la superficie, y dos horizontales, generalmente orientadas de Norte a Sur una componente y de Este a Oeste la otra componente. El registro de esos movimientos es procesado y se construye un sismograma (o forma de onda) del movimiento sísmico respecto al tiempo en cada una de las componentes. Los sensores utilizados en realidad registraban la velocidad (no el desplazamiento) y sus variaciones en el tiempo en cada componente. Por esto, se debió integrar la señal en el dominio del tiempo cada vez, para obtener el movimiento (desplazamiento) de las partículas de la superficie en cada componente para obtener un sismograma real del evento sísmico.

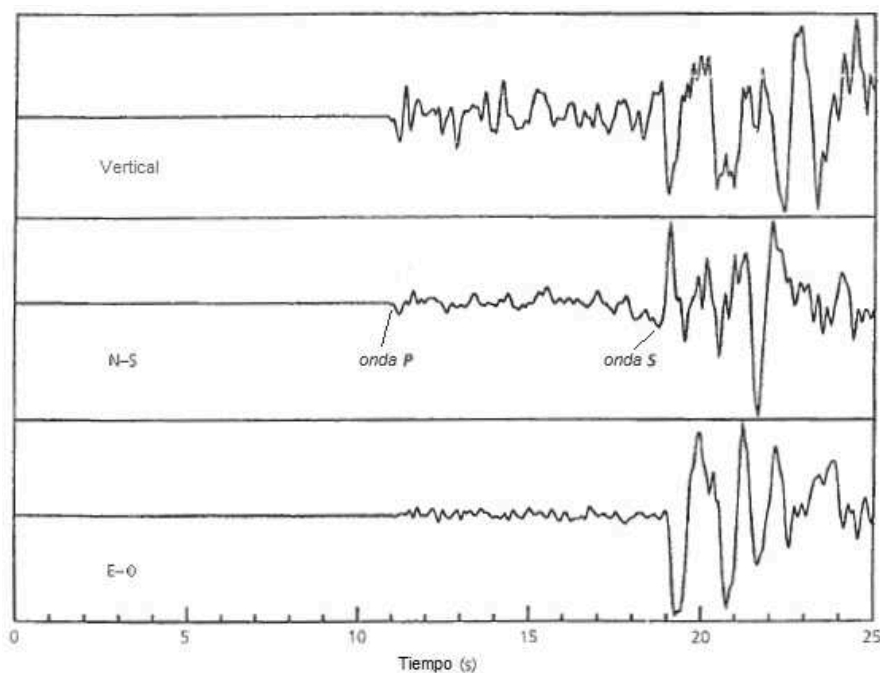


Figura 3.2: Sismogramas con buena calidad de señal (poco ruido) de un sismo mostrado en sus tres componentes [33]

La figura 3.2 muestra la imagen de una señal sísmica en tres componentes en 3 sismogramas en donde se observan la onda P y la onda S. Cada componente representa una parte del movimiento de la Tierra en una orientación y la composición de los 3 sismogramas reconstruye el movimiento de la partícula en la superficie.

Debido a que se usó este tipo de sensores de 3 componentes, alrededor de 86184 (3 componentes multiplicado por 2394 eventos y por 12 estaciones en promedio) formas de onda fueron revisadas en total.

Los análisis se dividieron en dos etapas para reducir el tiempo invertido en el estudio. Una de preselección de datos usables y otra de análisis de datos y aplicación del método de separación de onda de corte.

En la primera etapa de selección preliminar de datos se revisó de manera superficial que cada evento registrado fuera visible claramente en sus 3 componentes (relación señal/ruido en la serie temporal) en al menos 4 estaciones de todas las disponibles. Esto se realizó con un software desarrollado por el laboratorio *Lawrence Livermore National Laboratory*, Livermore, California llamado SAC (Seismic Analysis Code) [18], que permitió observar y cortar las formas de onda a ventanas (secciones de las series temporales de las ondas sísmicas) de datos de alrededor de 30 segundos (las ventanas de datos originales son de 2 minutos aproximadamente) para facilitar los análisis posteriores. Los eventos que cumplieron ese criterio fueron seleccionados para su análisis posterior. Este proceso preliminar redujo el total de eventos analizables de 2394 a 385. Con esta base de eventos seleccionada se procedió a la segunda etapa; es decir realizar el análisis con el método de separación de onda de corte que se detallará a continuación:

3.2.1. Método de separación de onda de corte

El método de separación de onda de corte ha sido utilizado en numerosos estudios para tratar de determinar los campos de esfuerzos tectónicos en diferentes regiones. En particular, ha sido utilizado en estudios parecidos al efectuado aquí [15]. El procedimiento se basa en el hecho de que la anisotropía sísmica causa que la onda de corte se separe en dos. Como se indicó en el capítulo 2, en un medio volcánico se supone la EDA y esto produce un medio con anisotropía trasversa en la que la onda de corte (S) se separará en una onda en dirección rápida y otra en dirección lenta, perpendiculares entre sí. Dicha anisotropía y su relación con el campo de esfuerzos regional se analiza con el método de separación de onda de corte.

La obtención de la medida de separación de onda de corte se realiza siguiendo los siguientes pasos:

- 1 Verificar que la señal tenga un inicio claro de la onda S.
- 2 Filtrar la señal para reducir el ruido en un rango de 1 a 7 Hz [15].
- 3 Escoger la banda de frecuencias que proporcione la mejor relación señal-ruido y seleccionar la ventana de tiempo de análisis.
- 4 Iniciar el algoritmo de Silver y Chan (SC) [31] para la obtención de la medida de separación.
- 5 Verificar la medida visualmente y recopilar la información obtenida con el algoritmo.
- 6 Comprobar que el evento posee una ventana de incidencia adecuada para su validación.

3.2.1.1. Algoritmo de Silver y Chan (SC)

Este algoritmo tiene como objetivo recombinar las ondas de corte separadas en la onda original que las produjo y, al hacerlo, se obtienen los datos de interés: tiempo de desfase y direcciones de polarización rápida y lenta [31][15].

La onda en principio se recibe en las estaciones con sensores que registran los sismos en las componentes vertical, N-S y E-O. Los eventos útiles son aquellos cuya ventana de incidencia hace que la onda llegue casi perpendicular a la superficie, por lo tanto las componentes horizontales (que serían casi perpendiculares a la propagación y por ende casi paralelas a las ondas S) expresan el movimiento de las ondas S. Si existe anisotropía en la región las ondas S estarán separadas un cierto tiempo δt y la onda en dirección rápida llegará antes que la onda en dirección lenta. Sin embargo las direcciones lenta y rápida son, en general, diferentes del sistema de referencia en componentes N-S, E-O. Por lo tanto, las señales estarán rotadas un ángulo ϕ cuando lleguen al sensor. De esta manera para reconstruir la onda original se debe eliminar el desfase de tiempo δt y rotar un ángulo ϕ para llegar al sistema de referencia rápido y lento (y poder obtener la dirección de máximo esfuerzo deseada).

La idea del procedimiento se expresa en breve en la figura 3.3:

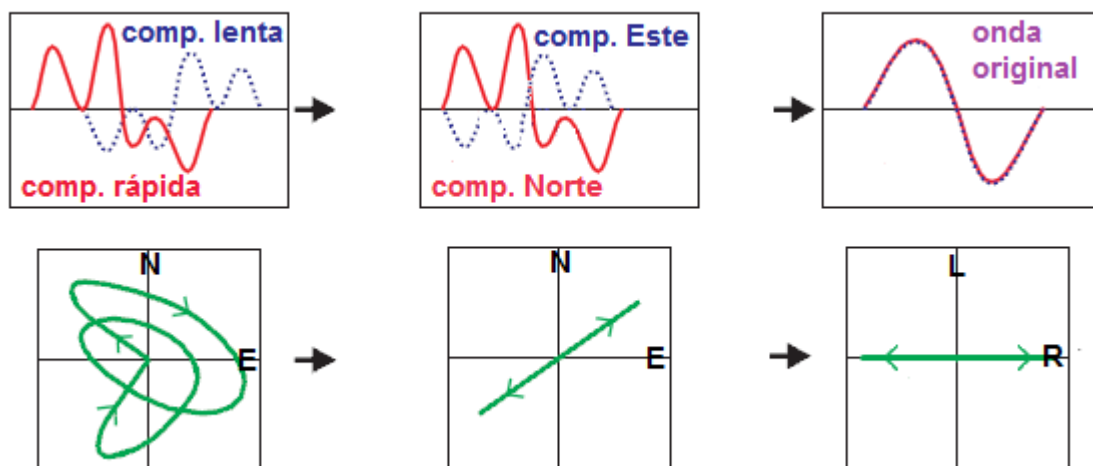


Figura 3.3: Proceso de reconstrucción de la onda de corte separada. Primero se elimina la diferencia temporal entre las ondas desplazando las señales un tiempo δt . Luego se rota el sistema un ángulo ϕ hasta que las ondas en las dos componentes sean iguales, el nuevo sistema es de velocidad lenta y rápida [15]

Sin embargo, este tiempo de retraso y este ángulo son desconocidos, por lo que regresar a la onda original no es un proceso directo. Por esto el algoritmo debe buscar cada tiempo y cada ángulo que devuelvan las ondas a su forma original. En caso de que las señales sísmicas llegaran sin ruido se reconstruiría la onda de manera exacta. Pero, por la presencia de ruido la reconstrucción no es exacta y se debe buscar un ángulo y un tiempo de retraso que produzca ondas lo más parecidas entre sí en sus componentes. El algoritmo busca los tiempos de retraso en la llegada de la componente de la onda de corte en la dirección lenta con respecto a la componente paralela a la dirección rápida, así como el valor de rotación del ángulo al sistema de referencia rápido y lento mediante una búsqueda de malla (*grid search* en inglés) en un rango de desplazamientos temporales posible y en diferentes rotaciones hasta que las dos ondas tengan una coherencia alta. La búsqueda de malla explora todos los ángulos posibles y todos los tiempos de separación en un rango admitido. Con esta búsqueda, se obtiene el tiempo de retraso y el ángulo de polarización que resulta en la mayor similitud entre las componentes de

la onda [15].

Hay muchos métodos para buscar estos tiempos de retraso y direcciones por comparación entre similitud de ondas. El método usado por Bowman y Ando [3] consiste en maximizar la correlación cruzada entre componentes horizontales de trazas sísmicas. En este estudio se usó un procedimiento equivalente basado en el método de semblanza descrito por Neidel y Tarner [23], y aplicado por Almendros y Chouet en otros estudios [1].

3.2.1.2. Semblanza

Ahora se define la semblanza, que fue el criterio de medida de similaridad usado en el estudio. Este algoritmo sirve para comparar múltiples series de tiempo (multicanal), aunque en este caso se reducen a dos el número de canales comparados: las componentes norte-sur y este-oeste de las señales. La fórmula matemática explícita de comparación está definida en Almendros y Chouet [1] como:

$$S_0 = \frac{\sum_{j=1}^M \left[\sum_{i=1}^N U_i(\tau_i + j\Delta t) \right]^2}{N \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N U_i(\tau_i + j\Delta t)^2} \quad (3.1)$$

donde Δt es el intervalo de muestreo (en este caso 0.025 segundos), τ_i es el tiempo de origen de cada ventana temporal muestreando el *i*-ésimo canal, $U_i(\tau_i + j\Delta t)$ es la muestra de señal U *j*-ésima del *i*-ésimo canal. M es el número de muestras totales de cada ventana y N el número de canales. Como se mencionó antes, la semblanza está definida de 0 a 1, alcanzando 1 cuando las señales son idénticas no solo en fase sino también en amplitud.

3.2.1.3. Diagrama de flujo

Todo el proceso para la obtención de los valores de tiempo de desfase y ángulo de polarización rápida se resume en el siguiente diagrama de flujo:

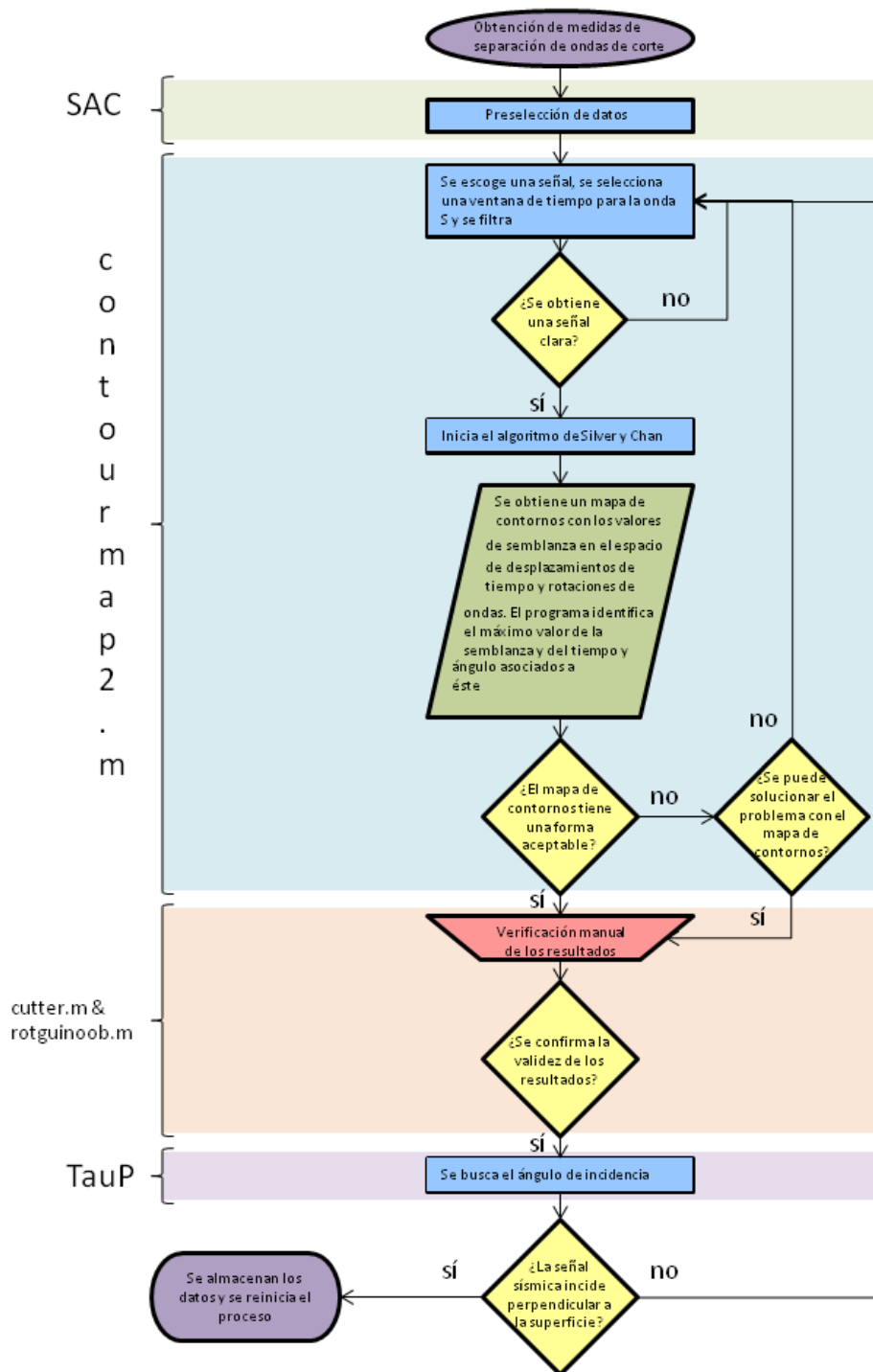


Figura 3.4: Diagrama de flujo del procedimiento de obtención de medidas de separación de onda de corte. Los programas que se usaron para el procesamiento de los datos se muestran en la parte izquierda del gráfico e indican qué tareas efectuaron cada uno

En el algoritmo SC se seleccionan ventanas de tiempo que rara vez sobrepasan 2 segundos de duración, y que contienen el inicio y alguna parte de la onda de corte en las componentes horizontales. Después, se ejecutan pruebas con diferentes tiempos de retraso y rotaciones para calcular la semblanza (similaridad) entre los datos para cada prueba. Los desplazamientos temporales se hicieron en saltos de 0.025 segundos, pues la tasa de muestreo de señales que se usó en los sensores era de 40 tomas por segundo. Las señales fueron trasladadas entre sí de -1 a 1 segundo (o -0.5 a 1.5 segundos) en relación al principio de la ventana temporal para una de las componentes. Una vez desplazadas en el tiempo, las rotaciones fueron realizadas un grado sexagesimal cada vez, de 0° a 180° , desde el eje correspondiente a la dirección Norte hacia el eje de dirección Este. Así, el algoritmo realizaba 14400 mediciones de semblanza por cada evento, en cada estación. Los datos de más alta calidad se obtuvieron al maximizar la semblanza conjuntamente con la buena relación señal/ruido, y los resultados de desplazamiento de tiempo y de rotación se tomaron como medidas de la separación de la onda de corte.

3.2.1.4. Programas para la obtención de las medidas de separación de onda de corte

Los procesos se realizaron con programas escritos para este estudio en MATLAB usando GUI (Graphical User Interface), combinados con un paquete de análisis de ondas para MATLAB denominado WaveForm SUITE [25], para que se ajustara a todos los requerimientos necesarios. El programa *contourmap2.m* (cuyo código se adjunta en los anexos) calcula y muestra un mapa de contornos de valores de semblanza sobre los diferentes valores de tiempos y ángulos explorados, e identifica el tiempo y ángulo para el cual el valor de semblanza es máximo como se muestra en la figura 3.5.

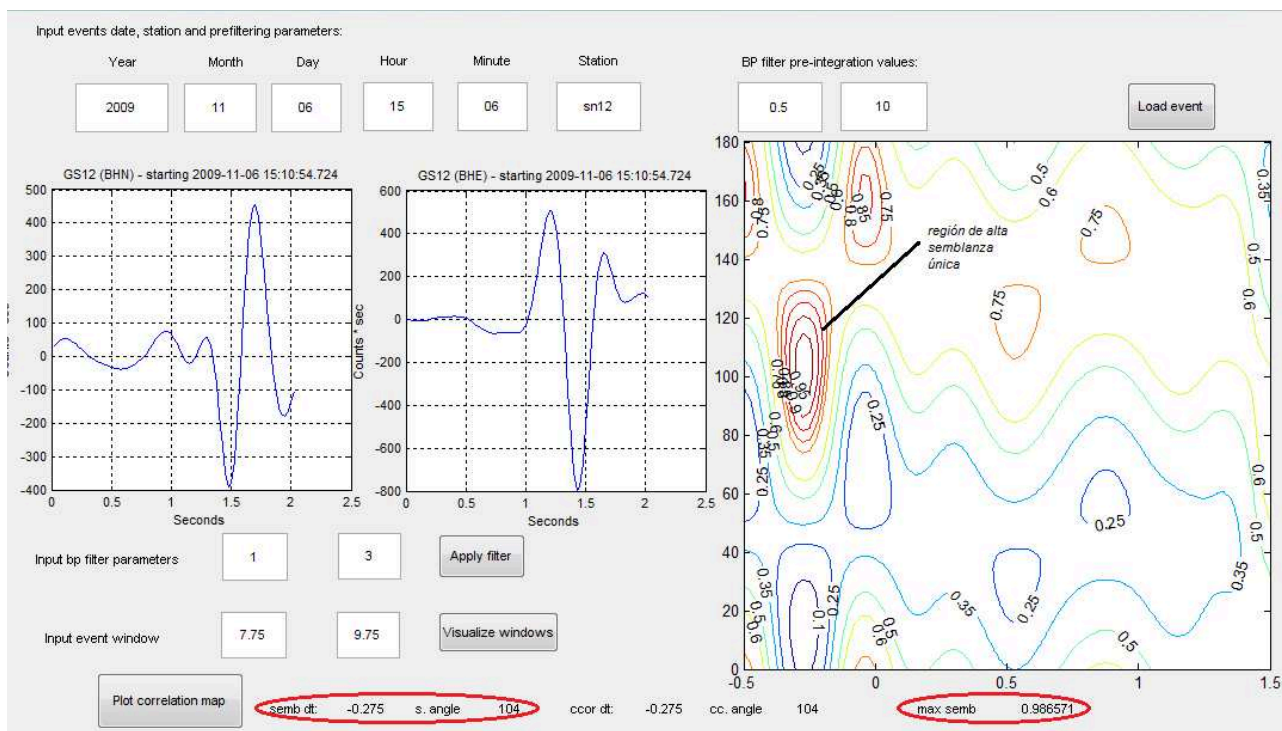


Figura 3.5: Muestra de un análisis con el programa de separación para un evento registrado en la estación XE.GS12 del 06 de Noviembre de 2009 a las 15:10 con coordenadas lat. -0.4737 , lon. -91.3398 , prof. 10.71

El programa que se muestra en la figura 3.5 contiene lo siguiente:

- 1 En la parte superior se da el ingreso de datos del evento seleccionado para análisis, así como un filtrado antes de la integración de la señal (los sensores eran de velocidad como se explicó al inicio de la sección 3.2).
- 2 En la parte media izquierda del gráfico se muestran las formas de onda de las componentes N-S y E-O de izquierda a derecha. El eje-x muestra el tiempo mientras el eje-y el desplazamiento en cada Station componente. Las señales se muestran filtradas con valores e intervalos de tiempo ingresados debajo de estas ventanas.
- 3 En la parte media derecha del gráfico se muestra el mapa de contornos de semblanzas con eje-x correspondiente a desplazamientos de tiempo y eje-y a ángulos de rotación.
- 4 En la parte inferior se muestran el valor de desplazamiento de tiempo y de ángulo

de rotación para el cual la semblanza así como la correlación fueron máximos, y también se muestra el valor de semblanza máximo; identificados y calculados por el programa.

Este ejemplo de medida de separación de onda de corte es de alta calidad. Esto se debe a que existe un máximo claro de semblanza en el mapa de contornos y está bien definido, lo que evita ambigüedad al momento de escoger los datos de desplazamiento de tiempo y de rotación, como medidas de separación de onda de corte válidas. La semblanza está definida de 0 a 1 y en el mapa de contornos se identifica un sólo máximo evidente que supera un valor de 0.95 en semblanza (0.9866 es el valor de máximo de semblanza indicado en la esquina inferior derecha). Las otras regiones de semblanza apreciables tienen valores menores que 0.9 y por lo tanto representan formas de onda no tan similares, entonces se las puede descartar normalmente bajo criterios correctos. Usualmente se pueden dar casos en que existen varias regiones de alta semblanza simultáneamente, regiones de área amplia o regiones localizadas recurrentes falsas por ejemplo a -0.5 en desplazamiento temporal (próxima a la esquina inferior izquierda del mapa de contornos). Estos casos se pueden identificar más como errores metodológicos que como candidatos reales de parámetros de medidas de separación de onda de corte. El fenómeno en el que aparece una región de semblanza alta en el tiempo -0.5 es común y se explica de la siguiente manera: Si se tienen series de tiempo con amplitudes de onda de corte altas de manera que la señal anterior (onda primaria y ruido) es muy baja respecto a estas y se desplaza una de las señales en el tiempo, queda una señal casi plana respecto a la otra. Si se analizan señales con amplitudes comparables y se rotan en un sistema, pueden existir diferencias para todos los ángulos de rotación dependiendo de si las ondas tienen formas similares (o *puede* existir un ángulo en que ambas señales sean similares que es lo que se busca en este método). Sin embargo, en el caso que una componente sea de amplitud casi nula respecto a la otra, basta rotar un ángulo de aproximadamente 45° al sistema de referencia para que en ese nuevo sistema las nuevas componentes sean similares. Al rotar el sistema de referencia 45° cada punto en el la serie de tiempo de la señal nula se “lleva” parte de la señal con amplitudes no nulas mientras la otra señal “pierde” esa misma parte y originan dos señales en el nuevo sistema de referencia con fases y amplitudes muy similares, dando así una semblanza

alta que no es real (se está analizando una porción de señal muy pequeña que no contiene onda S respecto a otra señal que sí la tiene pues el desplazamiento temporal es de una componente respecto a la otra).

Otros máximos incorrectos o que produzcan ambigüedad que se puedan observar son producto de un fenómeno denominado ‘salto de ciclo’ (“cycle skipping”, en inglés) o simplemente de la posible similaridad de las ondas en el tiempo. El ‘salto de ciclo’ es el resultado de haber aplicado un filtro que deja las señales con forma cuasi-sinusoidal, de manera que recorridas en el tiempo pueden llegar a ponerse en fase nuevamente y causar un cálculo de semblanza (similaridad) mucho más alto que señales no filtradas (sin filtrar existe ruido en ambas componentes; el ruido es una señal incoherente aleatoria en cada componente, y por lo tanto al hacer un análisis de similaridad entre ondas, el ruido reduce el nivel de correlación entre ellas).

Un ejemplo de una medida de baja calidad es la figura 3.6.

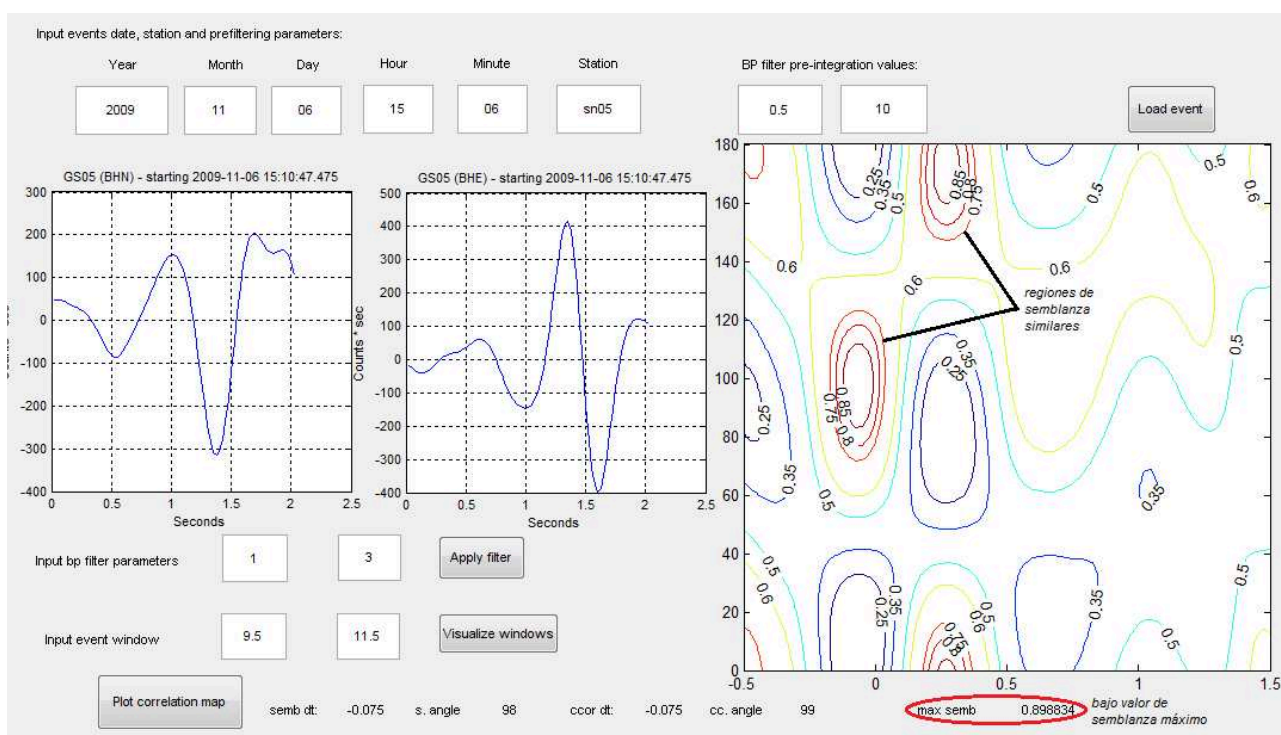


Figura 3.6: Muestra de un análisis con el programa de separación con resultado de baja calidad para el mismo evento de la figura anterior pero en la estación XE.GS05

En ese ejemplo se observa que los sismogramas (mitad izquierda de la figura) de cada

componente no muestran una onda S clara respecto a la señal anterior. Además en el mapa de contornos (mitad derecha de la figura) se identifican 2 regiones de semblanza similares lo que produce ambigüedad. Como se observa en la esquina inferior derecha de la figura 3.6, la semblanza máxima identificada por el programa no llega ni siquiera a 0.9. Ante tales incertidumbres no se puede llamar a las medidas producto de este análisis resultados buenos ni de mediana calidad y son descartadas inmediatamente.

La variedad de casos ambiguos posibles debido a mezclas de fenómenos se tomaron en cuenta y analizaron en detalle de manera visual, con otros programas secundarios con interfaz gráfica de usuario (GUI), no adjuntados en los anexos, y desarrollados buscando un tiempo de retraso (*cutter.m*) y, después, rotando las señales manualmente para evitar ambigüedades (*rotquinoob.m*).

En la serie de figuras que va a ser mostrada a continuación (de la figura 3.7 a la 3.9), se muestra cómo un resultado que el algoritmo considera como válido pero que, por los argumentos descritos anteriormente y la experiencia de medidas anteriores en esa estación dada, se puede considerar de forma consistente como incorrecto, puede ser evaluado y corregido visualmente para la toma de medidas de separación de ondas de corte más coherentes. Los pasos a realizar son: primero, la identificación de un máximo de semblanza coherente ignorado por el algoritmo y, segundo, su análisis manual para levantar la incertidumbre.

La figura 3.7 muestra cómo en el mapa de contornos no se puede apreciar un solo máximo como candidato para medida de separación de onda de corte. En dicho mapa la cantidad de máximos candidatos es muy alta: existen 2 zonas definidas de semblanza superior a 0.95 (candidatos posibles) y, además, una región muy grande próxima a la esquina izquierda inferior con valores de semblanza mayores que 0.95 que podemos decir de antemano no representa de manera acertada una posible medida de separación de onda de corte.

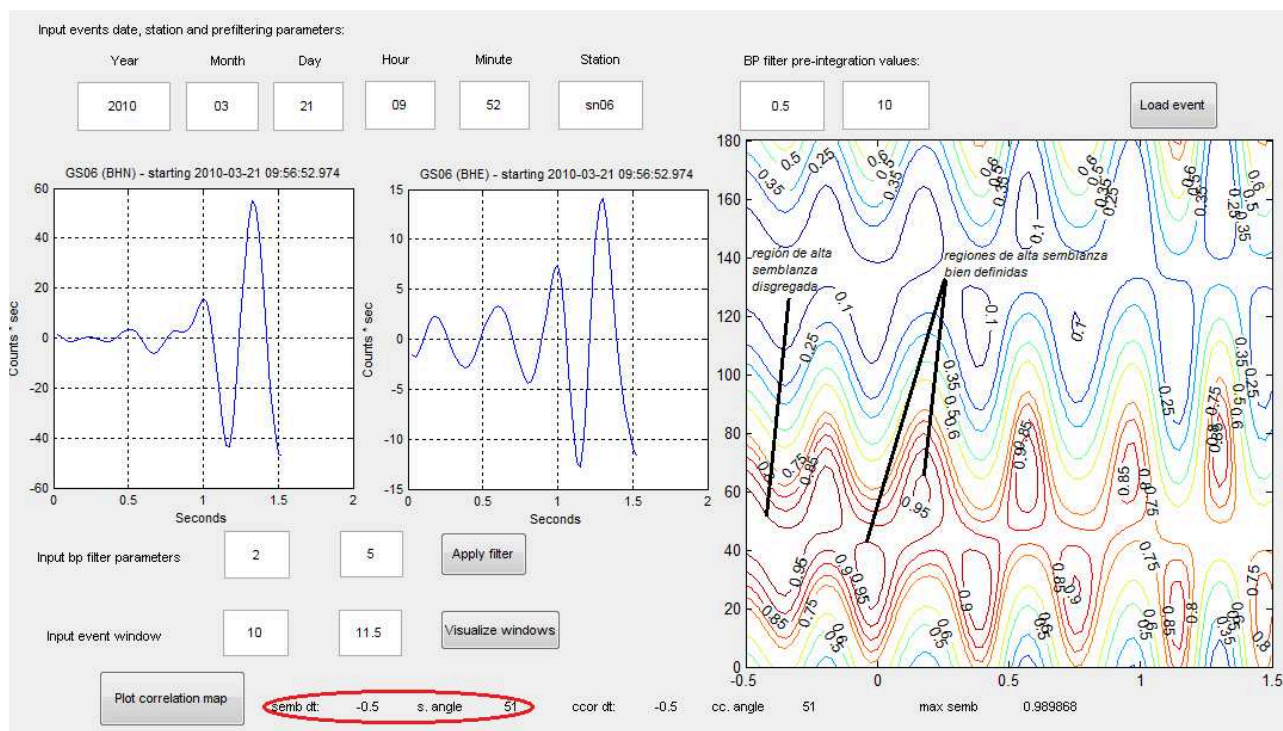


Figura 3.7: Muestra de un análisis con el programa de separación con resultado ambiguo para un evento registrado en la estación *XE.GS06* del 21 de Marzo de 2010 a las 09:56 con coordenadas *lat.*-0.4502, *long.* -91.143, *prof.* 7.99

El algoritmo identifica el ángulo de mayor semeblanza cercano a 51° en un desplazamiento -0.5 en el tiempo en la región dispersa y, por esto, sabemos que puede referirse al fenómeno de región falsa recurrente explicado anteriormente. Además, experiencias previas con medidas no ambiguas en esta estación (SN06) dicen que el ángulo escogido como el valor de medida de polarización (51°) no está de acuerdo con lo obtenido antes, y puede ser un error metodológico. El máximo cercano al tiempo 0 de desplazamiento, por otro lado posee una forma deseada (definida -ojo de buey- y de alta semeblanza) que no lleva a indeterminaciones y, además, coincide con medidas obtenidas anteriormente en esta misma estación.

Por esto se decide hacer un análisis visual de este evento detenidamente, para levantar cualquier indeterminación debido a algún problema en el procedimiento automatizado.

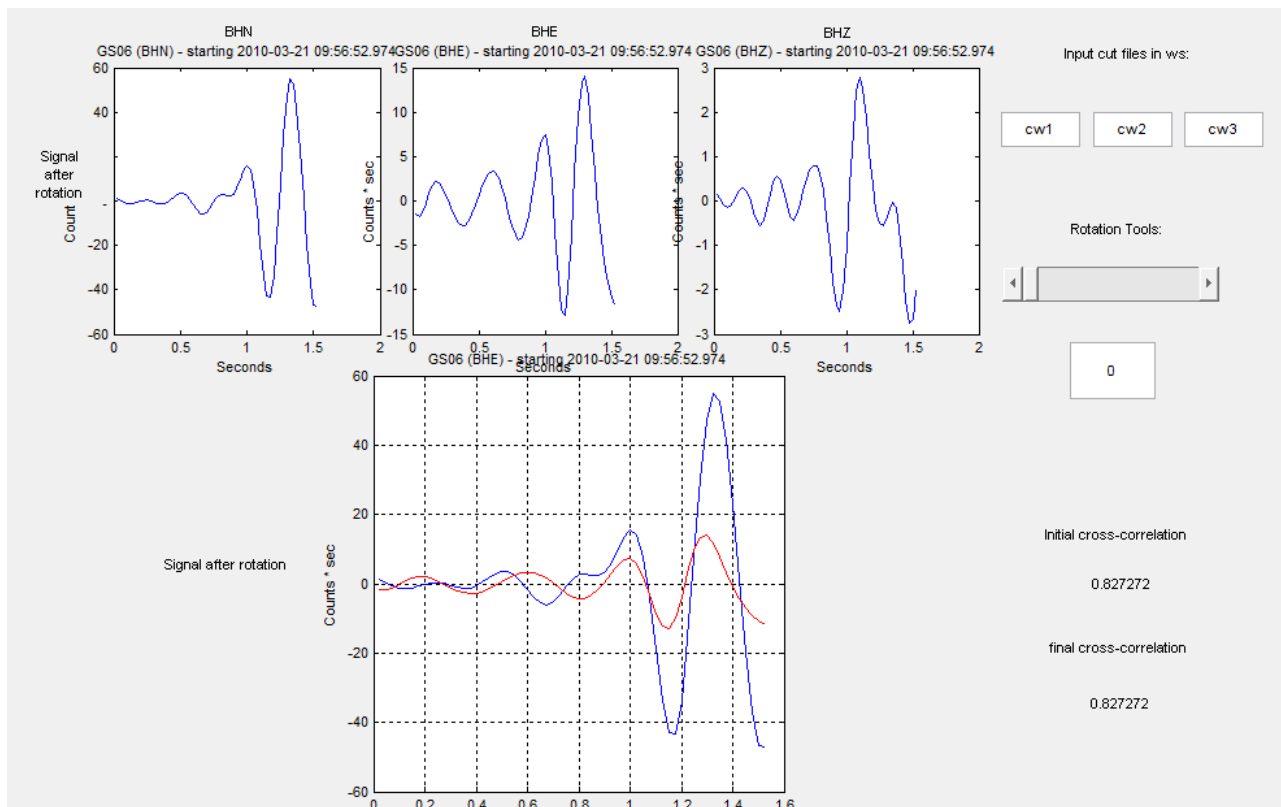


Figura 3.8: Muestra de programa de rotación antes de la identificación de un máximo de semblanza coherente

La figura 3.8 muestra uno de los otros programas diseñados para este estudio. En este programa se visualizan las 3 componentes de la señal sísmica en la ventana de tiempo elegida para el análisis de los datos de la figura 3.7. Las dos primeras componentes mostradas son las horizontales y son las mismas de la figura 3.7, con el tiempo en el eje x y el desplazamiento en el eje y. La tercera componente es la parte vertical de la señal. Ésta nos sirve para verificar que la energía (o desplazamiento) de la onda S se encuentre mayormente en las componentes horizontales, condición necesaria para que dichas componentes expresen el movimiento de la onda S. Además en la parte de arriba superior se tienen los cuadros de ingreso de los nombres temporales de las señales sísmicas (realizadas por *cutter.m* no mostrado aquí) y las herramientas para la rotación manual de la señal. El cuadro inferior de este programa permite visualizar las ondas simultáneamente en una misma escala para verificar coherencia, y hacer las rotaciones ángulo a ángulo manualmente. Rotando las series de tiempo manualmente se calcula el ángulo de polarización que regresa las señales a su forma unida original. El programa

calcula automáticamente la correlación entre las señales para cada ángulo rotado y las muestra en la correlación fina (*final cross-correlation* después de rotar).

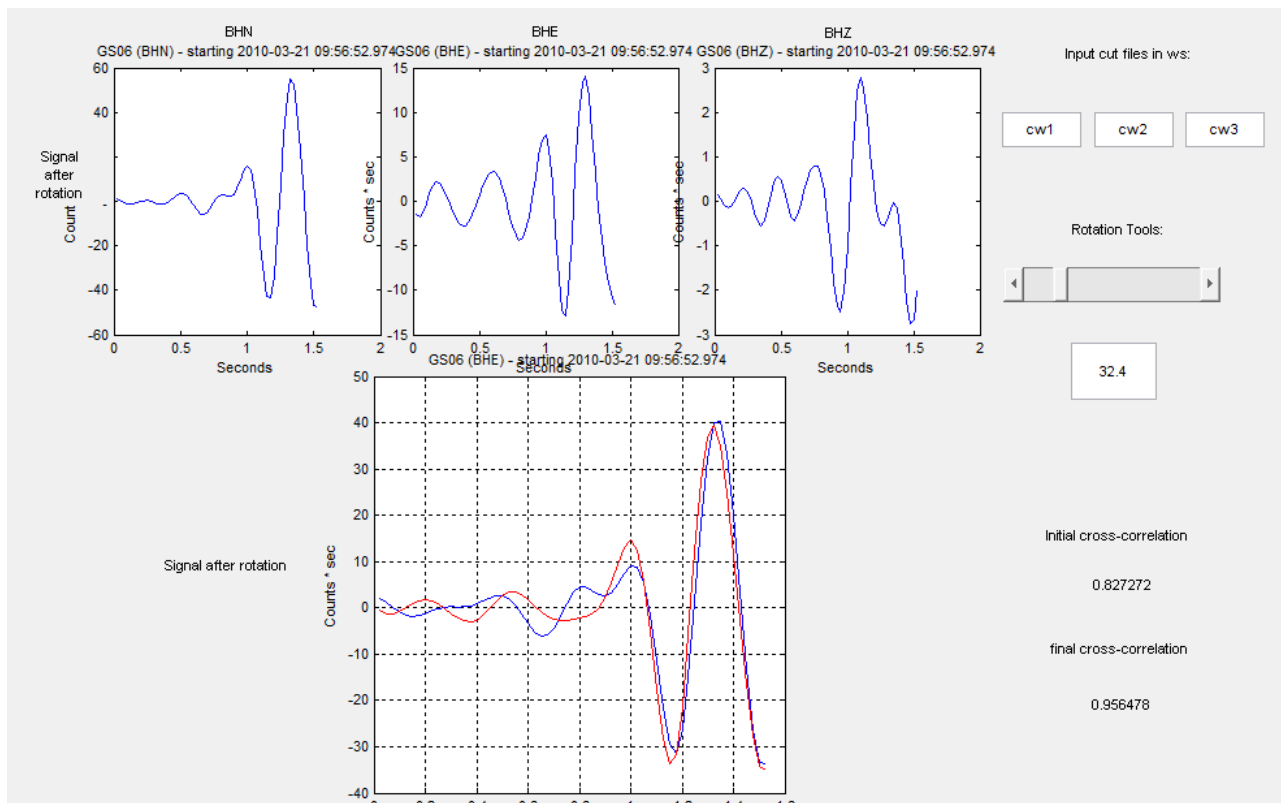


Figura 3.9: Muestra de programa de rotación una vez levantada la indeterminación

La figura 3.9 muestra el resultado final después de usar el programa de la figura 3.8 para la directa visualización de las ondas retornadas a su origen después de las rotaciones, y constituye el paso final de la verificación visual de las medidas. Este proceso no sólo se realizó para las medidas ambiguas, sino también para verificar las medidas consideradas como válidas.

Luego de estos procesos un conjunto de datos es aceptado. De esta manera, los resultados de los ángulos de rotación y los tiempos de retraso se clasificaron en cuatro categorías: buena, aceptable, media y pobre en función del valor de la semblanza, de la relación señal/ruido y de la claridad y no ambigüedad del mapa de contornos de semblanza. Altos valores de semblanza y forma deseada del mapa de contornos como el de la figura 3.5 se consideran buenos, valores grandes con mapas de contornos no

tan claros pero que se pueden solucionar de manera manual fueron considerados aceptables, valores medios de semblanza con buenos mapas de contorno se consideraron de mediana calidad y medidas con semblanza baja se consideraron de calidad pobre. Sólo se usaron para los resultados finales los valores de rotación y tiempos de separación obtenidos de análisis de calidad buena y aceptable.

3.2.1.5. Medidas Nulas

Existen medidas de separación de ondas de corte que cumplen los criterios de validez, pero que no se las puede tomar en seguida como medidas que reflejan el esfuerzo regional o local. Esto sucede cuando la onda de corte original coincide en su polarización inicial con la dirección rápida o lenta de anisotropía. Cuando esto sucede, la onda viaja sólo a través de uno de estos medios, por ende el tiempo de separación es 0 y, además, el ángulo de polarización resulta el de dirección rápida o el de dirección lenta, aunque los procedimientos a seguir son los mismos. Por esta posible identificación doble de direcciones rápidas, estas medidas poseen una ambigüedad. Estos casos fueron tomados en cuenta y, aunque se denominan casos de medidas nulas debido a que el tiempo de separación es nulo, fueron incluidos de manera diferenciada en los resultados y analizados posteriormente.

3.2.1.6. Ventana de incidencia

Lo último que se verificó para aceptar medidas de separación de onda de corte (en otros estudios [15] este proceso se realizó antes de los análisis anteriores), fue que las señales recibidas realmente expresen el movimiento de una onda de corte (o de las ondas separadas en este caso) como se mencionó al inicio de la sección 3.2.1.1. Para que las señales recibidas en las componentes Norte-Sur y Este-Oeste reflejen el movimiento de una onda de corte, y se puedan realizar medidas de separación de la misma, es necesario que la incidencia de la onda sísmica sea de tal forma que la componente vertical no absorba mucho de la energía del movimiento de corte, debido a que la superficie de la tierra afecta la forma de la onda S [24] y, por ende, las medidas que se puedan obtener.

Para asegurarse que la onda arribe de tal forma que no afecte al movimiento de la

onda de corte, es necesario restringir su ventana de incidencia a un ángulo menor que 35° respecto a la vertical. Esto se realizó verificando el rayo (o trayectoria) de las ondas sísmicas en un modelo de velocidades simple de la región, obtenido gracias a la colaboración de la Universidad de Rochester, utilizando un software disponible en la página de la Universidad de Carolina del Sur llamado TauP-2.1.1. [9], que permite obtener parámetros del viaje de la onda sísmica. Así se calculó el ángulo de incidencia, y se seleccionaron los eventos y resultados que finalmente formaron parte de la base de datos definitiva de medidas de separación de onda de corte.

Después del proceso de selección de medidas y verificación de ventana de incidencia, se lograron obtener 173 eventos sísmicos que dieron medidas de separación de onda de corte aceptables y de buena calidad de los 385 disponibles. Los resultados aceptados de ángulos de rotación (que expresan la dirección de máximo esfuerzo respecto al norte) y los tiempos de retraso fueron almacenados para cada estación.

Capítulo 4

Resultados y discusiones

4.1. Esquema general de la sismicidad durante el estudio

El total de eventos registrados utilizados en este estudio alcanzó la cifra de 2394 ubicados en su mayoría sobre la isla Isabela.

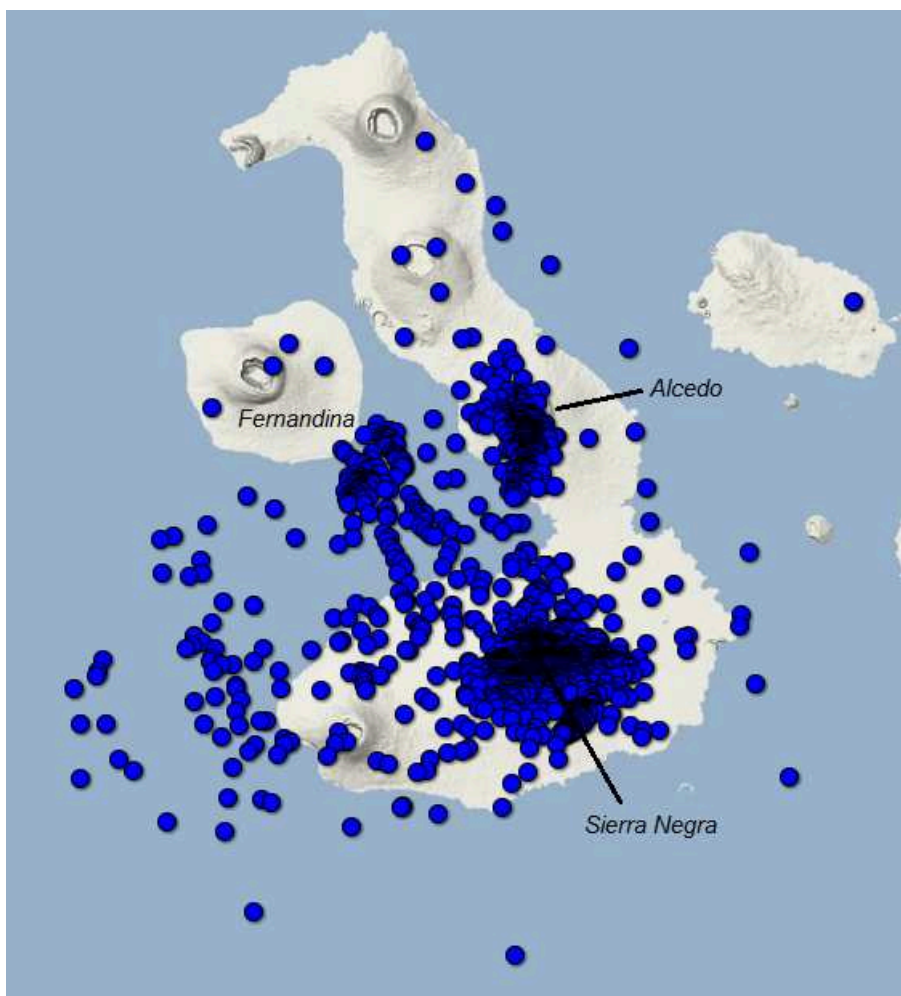


Figura 4.1: Distribución de los eventos revisados en este estudio

Todos los eventos revisados se muestran en la figura 4.1 y se identifican 3 regiones altamente sísmicas: Alcedo, el sureste de Fernandina y Sierra Negra. La región cercana a Alcedo debe su alta sismicidad a que este volcán aún se encuentra activo (la última erupción fue en 1993). La actividad al sureste de fernandina podría deberse a una región de circulación de material magmático producto de una pluma de manto. La actividad sísmica cercana a Sierra Negra se atribuye a la actividad del volcán como tal. También se puede observar una pequeña acumulación de eventos al oeste de Cerro Azul, posiblemente asociados a la localización del Punto Caliente de Galápagos. La ocurrencia mensual de los sismos se presenta en la figura 4.2.

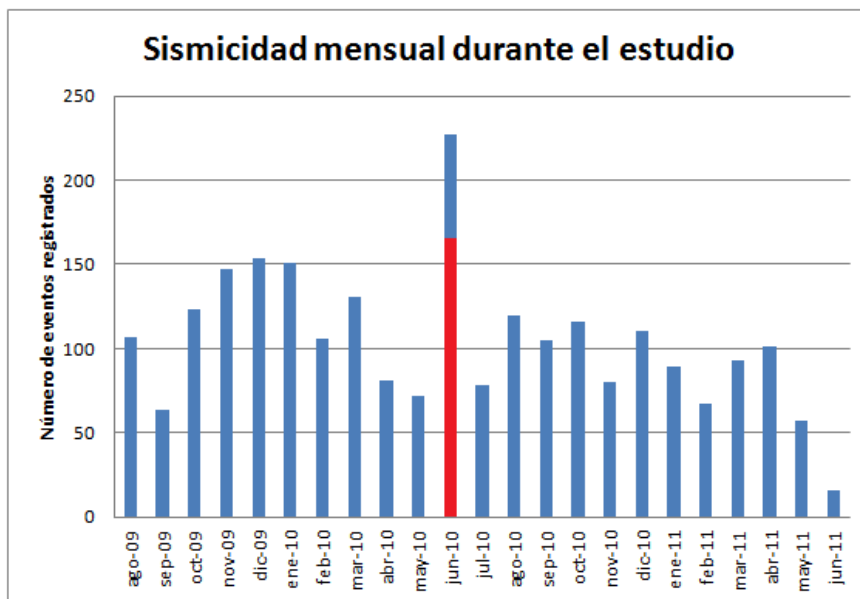


Figura 4.2: Histograma mensual de la actividad sísmica durante el período estudiado. La barra roja muestra la cantidad de eventos del 4 al 10 de Junio de 2010

La figura 4.2 nos muestra que la sismicidad fue atípica durante el mes de Junio de 2010. Haciendo una revisión únicamente de las fechas de los eventos se encontró que 163 de los 227 de Junio de 2010, ocurrieron en apenas 7 días, del 4 al 10 de ese mes y se indican con la barra de color rojo. Además la mayoría de esos eventos se encuentran distribuidos de manera muy localizada como se indica en la figura 4.3.

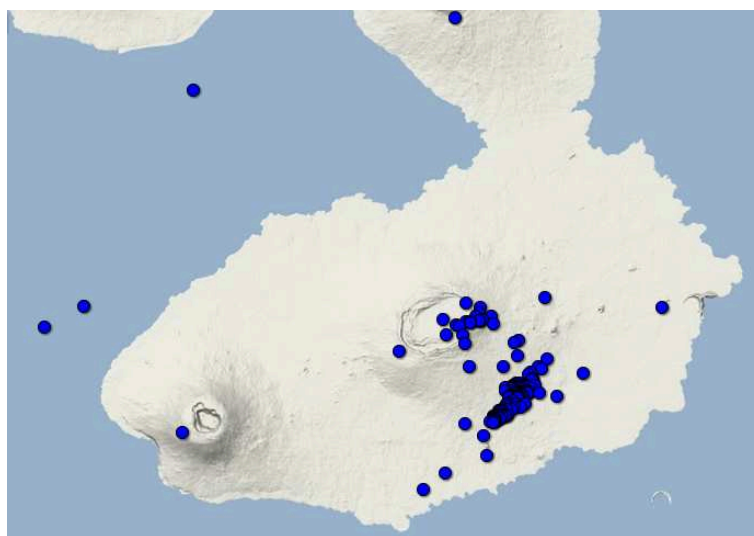


Figura 4.3: Distribución de eventos desde el 4 al 10 de junio de 2010

La figura 4.3 muestra una marcada sismicidad al sureste de Sierra Negra con distribución tangencial a la caldera orientada en dirección E-NE, probablemente asociada a un sistema de fallas circunferenciales relacionados al sistema magmático del volcán Sierra Negra activado en ese período. Además se nota un pequeño sector sísmico bajo el cráter.

Gracias a estas revisiones y a estudios aún por publicar de la Universidad de Rochester, se ha propuesto que durante el período del 4 al 10 de Junio de 2010 hubo una intrusión de magma (definida en la sección 2.2.1) al sureste de Sierra Negra (C. Ebinger, Universidad de Rochester, comunicación personal). La figura 4.4 muestra la localización de eventos agrupados que se consideran asociados a un sistema de fallas, o grietas circunferenciales, o alineadas al posible esfuerzo regional e intruídas (llenadas) de magma u otro fluido (como gas) durante dicho período.

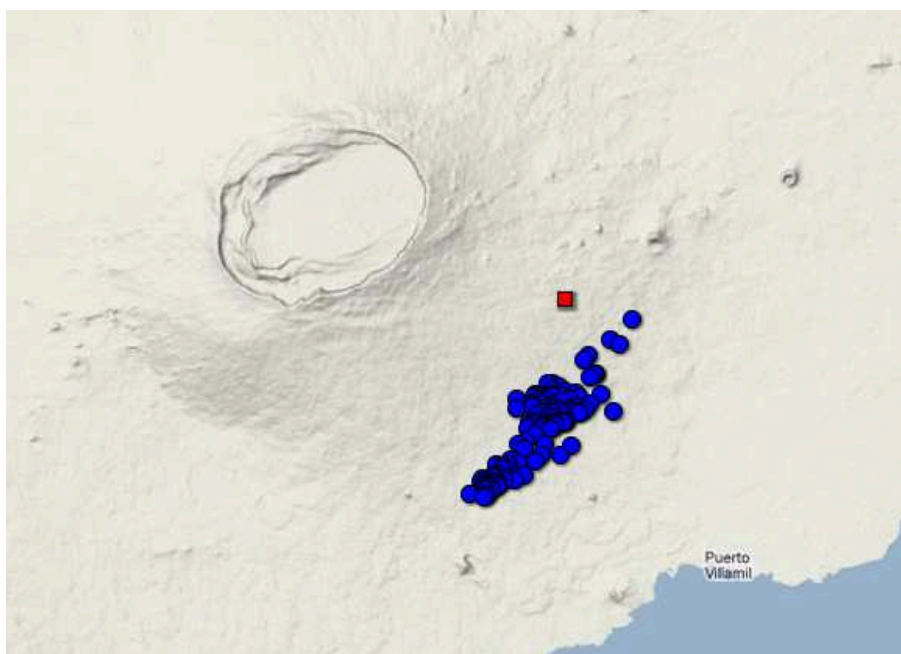


Figura 4.4: localización de eventos asociados a una posible intrusión (cículos azules). Localidad de Santo Tomás (cuadrado rojo).

La figura 4.4 nos muestra que la localidad de Santo Tomás (cuadrado rojo en la figura 4.4) se encuentra cerca de la región de la intrusión y que dada una erupción

efusiva en ese sector a través de fisuras eruptivas [4], se podría quedar incomunicada con Puerto Villamil, además de otros posibles problemas dependiendo de la magnitud de la erupción.

4.2. Resultados de las medidas de separación de onda de corte

Los eventos con medidas de separación de onda de corte finalmente usados en este estudio estuvieron distribuidos como se indica en la figura 4.5. Se utilizaron finalmente 173 eventos que sobrepasaron los criterios de validez de calidad e incidencia.

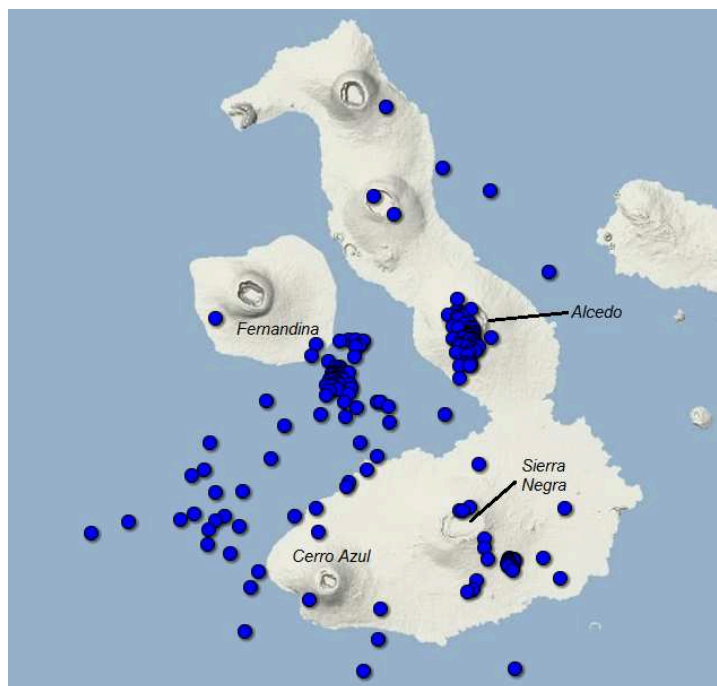


Figura 4.5: Distribución de los 173 eventos seleccionados con medidas de separación de onda de corte aceptadas

Los eventos se encontraron dispersos alrededor de las estaciones. Una gran cantidad se ubicó principalmente bajo Alcedo y al sureste de Fernandina, aunque se identifican también focos sísmicos cercanos a Sierra Negra y al noroccidente de Cerro Azul.

4.2.1. Direcciones obtenidas

Debido a los antecedentes explicados en la sección 4.1, la presentación de las direcciones de polarización de ondas de corte se dividió en 3 partes, las que muestran los resultados de las medidas antes, durante y después del período de Junio de 2010, para resaltar las diferencias encontradas.

Las medidas de direcciones de polarización se presentan en diagramas de rosa (roseta) [10] que son similares a histogramas en estadística no circular. En este tipo de diagramas se cuenta la frecuencia direcciones medidas dentro de un rango de ángulos y el rango con mayor frecuencia define el radio máximo en el diagrama, los otros rangos posibles se grafican en relación a la frecuencia de medidas respecto a la del radio mayor. Este diagrama muestra así la distribución angular de direcciones y la cantidad de dichas direcciones en cada localización; la sección del gráfico con mayor radio representa una mayor frecuencia de medidas en ese rango de ángulos con esa dirección.

Se asume que las medidas no nulas presentadas en los diagramas de los gráficos de las siguientes secciones (4.2.1.1, 4.2.1.2 y 4.2.1.3) contienen la información de las posibles orientaciones resultantes de las medidas de la onda rápida para cada estación. La dirección lenta no se muestra pues el método de separación de onda de corte nos da información de la dirección rápida y además porque es perpendicular a ésta.

4.2.1.1. Medidas antes de la intrusión

Las medidas en esta sección comprenden el análisis de los datos obtenidos desde el inicio del monitoreo en la región por SIGNET hasta el inicio de la intrusión magmática (sección 4.1), es decir del 1 de Agosto de 2009 hasta el 3 de Junio de 2010 (la intrusión inició el 4 de Junio de 2010). La figura 4.6 muestra las direcciones de polarización medidas en diagramas de rosa. Estos resultados reflejan la frecuencia de las medidas de las orientaciones de las ondas de corte rápidas que se obtuvieron en las estaciones funcionales en dicho período así como su orientación.

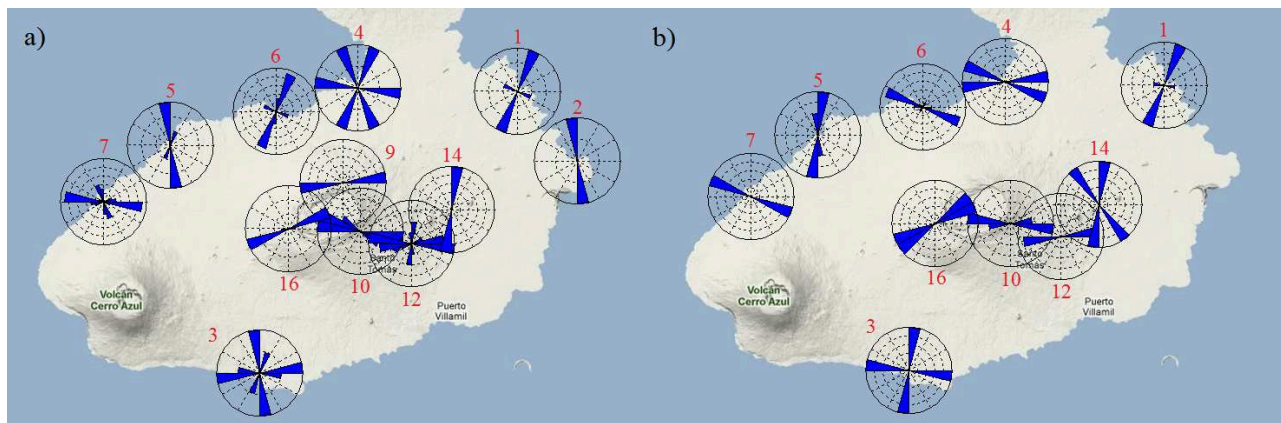


Figura 4.6: a) Medidas de dirección de esfuerzo principal antes de la intrusión sin medidas nulas b) Medidas de dirección de esfuerzo principal (o perpendicular al esfuerzo principal) antes de la intrusión con medidas nulas

Como se ve en la figura 4.6, los resultados de las direcciones de polarización varían un poco en algunas estaciones dependiendo de si las medidas fueron nulas o no, pero las tendencias generales se mantienen en un rango bajo de varianza, o en algunos casos se observa que hubo medidas nulas de la dirección lenta que es perpendicular a la rápida como en la estación 6 al noroeste de la caldera, cuyo origen fue explicado en la sección 3.2.1.5.

4.2.1.2. Medidas durante la intrusión

El período mostrado aquí comprende el análisis de los datos obtenidos entre el 4 de Junio y el 9 de Junio de 2010.

La figura 4.7 muestra los diagramas de las direcciones obtenidas en cada estación durante el período de intrusión, tanto para los eventos con separación temporal clara entre las ondas de corte rápida y lenta, como para aquellos con separación nula.

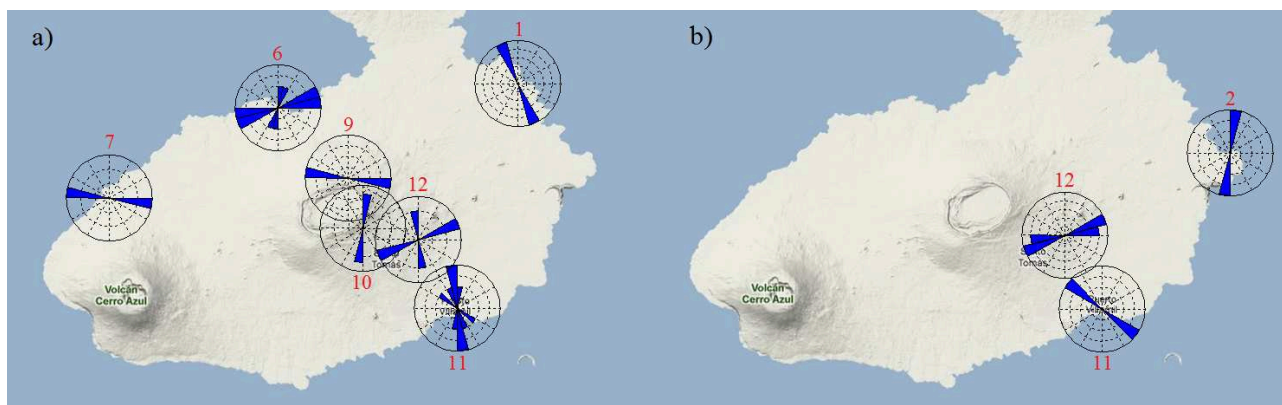


Figura 4.7: a) Medidas de dirección de esfuerzo principal durante la intrusión sin medidas nulas b) Medidas de dirección de esfuerzo principal (o perpendicular al esfuerzo principal) durante la intrusión con medidas nulas

Como se puede observar durante la intrusión, la dirección de máximo esfuerzo se mantiene en algunas estaciones como la estación 7 al norte de Cerro Azul, y la 9 en el flanco norte de la caldera de Sierra Negra, pero cambia apreciablemente en otras como la estación 6 al noroeste y la 10 al sureste del volcán. Además, las medidas sufren ligeros cambios en las estaciones 1 y 2 al este de la región, también en la estación 12 un poco más al sureste que la estación 10.

4.2.1.3. Medidas después de la intrusión

La figura 4.8 indica las direcciones medidas después del período de intrusión hasta que las estaciones dejaron de adquirir datos, es decir del 10 de Junio de 2010 al 12 de Junio de 2011.

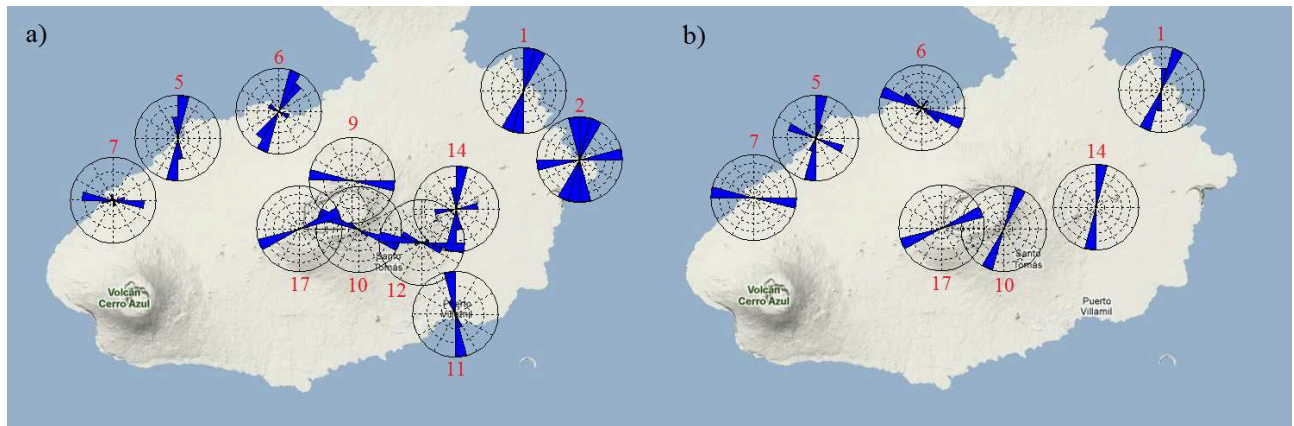


Figura 4.8: a) Medidas de dirección de esfuerzo principal después de la intrusión sin medidas nulas b) Medidas de dirección de esfuerzo principal (o perpendicular al esfuerzo principal) después de la intrusión con medidas nulas

Nuevamente en esta serie de datos se observa en los diagramas con las medidas de las direcciones de polarización, que las medidas nulas a veces entregan valores iguales a los de las tendencias de la posible dirección de onda de corte con velocidad rápida (medidas no nulas), y en otras ocasiones direcciones perpendiculares (estación 6 y 10) a éstas como se puede esperar.

4.2.2. Tiempos de retraso

En la tabla 4.1 se presentan los promedios de tiempo de retraso de separación de las ondas de corte de cada estación (o su reemplazo como es el caso de las estaciones 16 por 17 y 14 por 18) que haya presentado medidas no nulas en al menos 2 de los 3 períodos para tratar de evidenciar cualquier cambio del medio entre diferentes períodos. En la tabla 4.1 no se incluyeron tiempos de medida nula para los promedios, debido a que éstos no reflejan una medida de la anisotropía de la región desde el punto de vista temporal (no hay separación de onda de corte). En dicha tabla se muestra entre paréntesis el número de eventos (no nulos) con los que se realizó cada promedio temporal. Como se puede notar, en algunas estaciones no existe información para un determinado período, puesto que la estación en sí no estaba funcionando o porque no se registraron medidas aceptables (o no nulas) durante dicho período. Como los valores mostrados son el promedio de las medidas de tiempo no nulas que no necesariamente

Tabla 4.1: *tiempos de separación de ondas de corte para diferentes períodos*

Estación	tiempo preintrusión	tiempo intrusión	tiempo postintrusión
01	0.2(3)	0.05(1)	0.2875(4)
02	0.075(1)	X	0.08125(4)
05	0.5(4)	X	0.5(3)
06	0.171666667(15)	0.104166667(6)	0.125(9)
07	0.204545455(22)	0.133333333(3)	0.18875(20)
09	0.175(1)	0.11875(4)	0.141666667(3)
10	0.205(5)	0.2791666(12)	0.17(5)
11	X	0.155(5)	0.08125(4)
12	0.190909091(11)	0.06(5)	0.215(10)
14/18	0.3(1)	X	0.25(4)
16/17	0.160714286(7)	X	0.05(1)

fueron constantes durante los períodos, no tienen valores múltiplos de 0.025 que era la mínima medida de tiempo medible dada la tasa de muestreo de los sensores.

4.2.3. “Back-ácimuts” de los eventos

Para verificar la consistencia de los datos obtenidos se realizó un gráfico con los “back-ácimuts” (direcciones de llegada) de los eventos en cada estación. De esta forma se verifica si existe dependencia entre los orígenes de las ondas de corte y las direcciones obtenidas, o si definitivamente los resultados obtenidos reflejan una propiedad local de los esfuerzos tectónicos en cada estación.

Las figura 4.9 muestra las diferentes orientaciones de los “back-ácimuts” de los eventos registrados en cada estación fuera del período intrusivo, y después para eventos dentro de dicho período. Las direcciones de llegada de las ondas sísmicas se graficaron con diagramas de rosa para mostrar las frecuencias de llegada en un rango de direcciones.

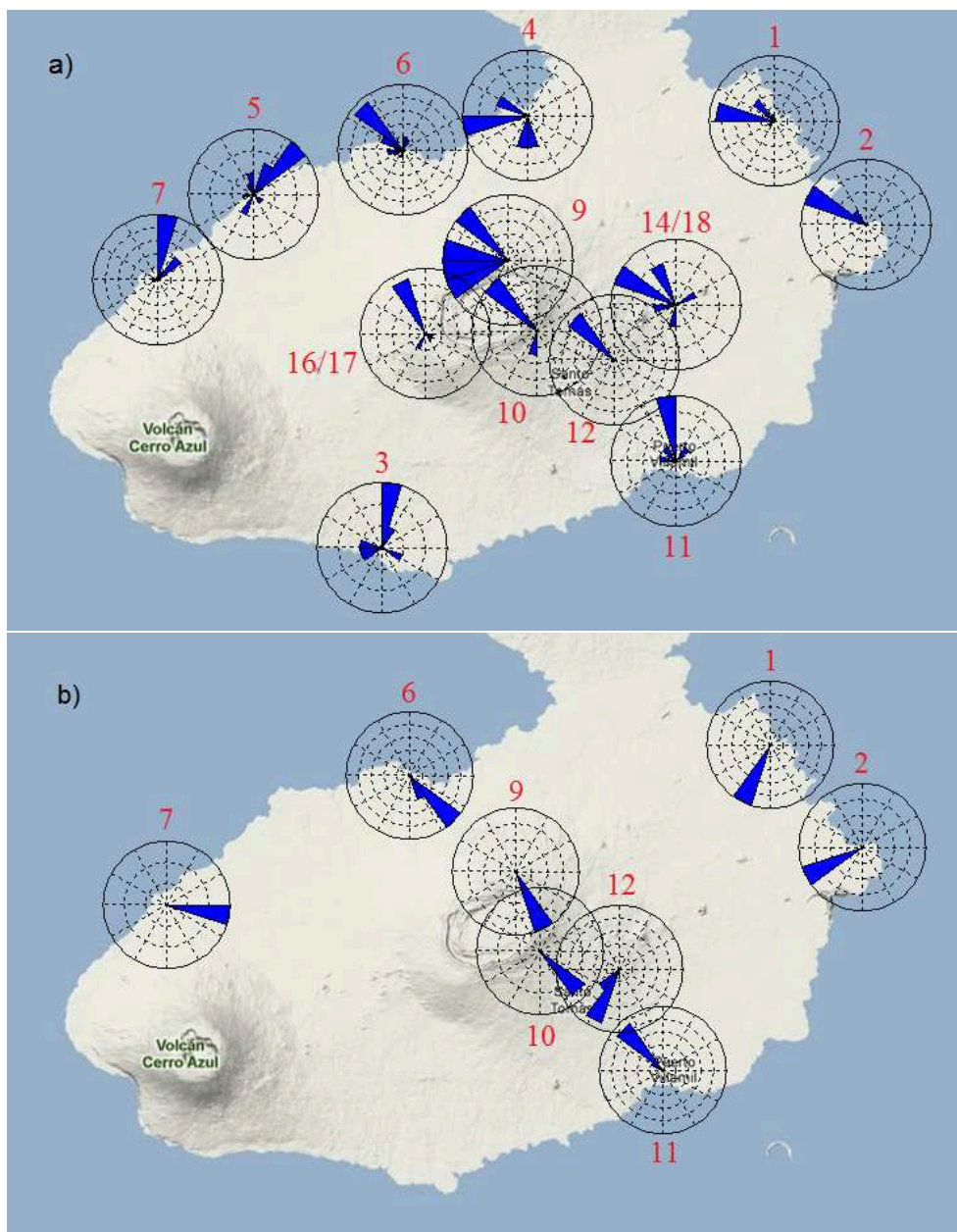


Figura 4.9: Back-ácimuts de los eventos a) fuera y b) dentro del período intrusivo en cada estación. Cada sección angular en cada diagrama muestra una dirección (sección angular) desde la que llegaron las ondas sísmicas usadas en análisis de separación de onda de corte. Mientras más grande la sección, más eventos provenientes de esa sección

4.3. Discusiones e interpretaciones

Estudios de anisotropía sísmica con este método han sido realizados alrededor del mundo tanto en regiones volcánicas como en regiones tectónicamente activas. Se ha observado sensibilidad a cambios en procesos eruptivos como en el estudio efectuado por Gerst [15] o Savage [30], donde las polarizaciones obtenidas cambiaron después de una erupción. El marco volcánico en esos estudios comprendía un caso diferente al de este estudio puesto que durante el período de tiempo analizado aquí, no se dio una erupción en Sierra Negra; sin embargo, sirve como antecedente para proponer la variabilidad de las medidas de separación de onda de corte como un reflejo de los cambios en los esfuerzos tectónicos de una región. Por otro lado, estudios de anisotropía sísmica se han efectuado en regiones no volcánicas, con el único fin de determinar el estado de los esfuerzos regionales con el método aplicado en esta investigación. Un estudio realizado por Gao et al. (2011) [12] ejemplifica cómo en una región dada, algunos resultados con el método aquí implementado son coherentes con los obtenidos con otros métodos como GPS, perforaciones, mecanismos focales y, además, otorgan información de cómo las direcciones de los límites entre elevaciones tectónicas y cuencas, fallas y otras características geológicas, influyen fuertemente en los resultados de las direcciones rápidas de polarización.

Los análisis respecto a cambios en los tiempos de retraso son más discretos en cuanto a posibles interpretaciones, pero existen estudios [29] en los que se asocian cambios en los tiempos de retrasos a fenómenos y cambios en procesos eruptivos.

4.3.1. Análisis de las direcciones obtenidas

Para la interpretación de los resultados obtenidos, fue necesario verificar que las tendencias de polarización que pudieran reflejar una posible dirección de esfuerzos principal no fueran aleatorias, o que en conjunto estadísticamente representen una realidad objetiva. Las medidas direccionales, a diferencia de las medidas adireccionales, poseen un límite (360° en el sistema sexagesimal) a partir del cual las medidas se vuelven equivalentes. Además, aunque en este estudio el algoritmo en sí restringe las medidas de 0° a 180° , el carácter orientacional (caso particular de los casos direccionales) de estas medidas hacen que el uso de técnicas estadísticas lineales usuales sea limitado, y por

esto se debe recurrir a la estadística circular [10] para obtener resultados coherentes. Los resultados de las direcciones de polarización obtenidas fueron promediados usando estadística circular, y se muestran a continuación, dejando ver características del sistema general de esfuerzos tectónicos de la región, así como particularidades de las localidades de cada estación durante los diferentes períodos identificados en esta investigación.

4.3.1.1. Período preintrusivo

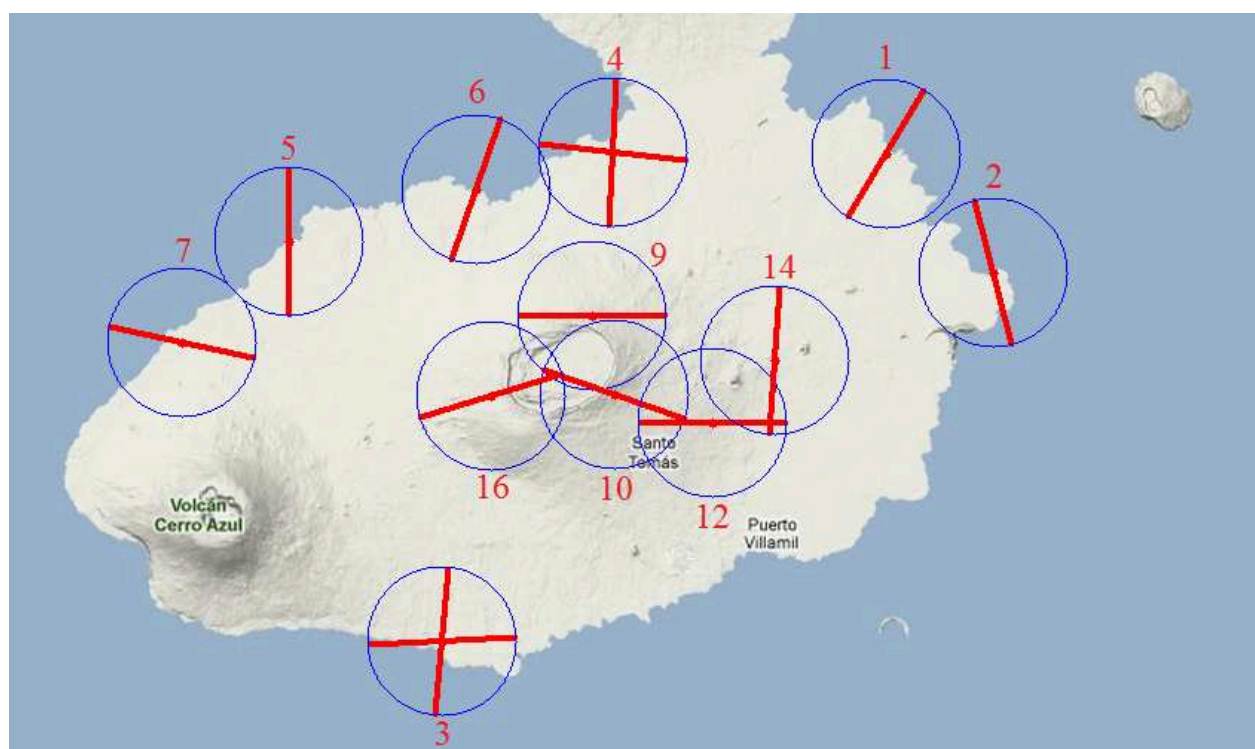


Figura 4.10: Direcciones de máximo esfuerzo antes de la intrusión

En la figura 4.10 se presentan los resultados de las medidas antes del período intrusivo. Se puede observar que cerca de la caldera existe un sistema de esfuerzos principales orientados en dirección E-NE de manera circunferencial (subparalelos a la forma de la caldera) o radial al sureste de esta. En estaciones más alejadas, la tendencia es más difícil de identificar, aunque presentan direcciones N-NE (notación de dirección en una brújula de 32 puntos o rosa náutica) como se observa en las estaciones 1, 5, 6 al norte de la caldera y 14 al este. Las estaciones 3 y 4 fueron analizadas por cúmulos de datos

cercanos, y la estadística circular nos muestra para cada cúmulo una dirección preferencial. De esta forma, las estaciones 3 y 4 poseen un carácter bimodal en donde, a pesar de todo, una de las direcciones sigue siendo N-NE aunque es un resultado ambiguo como para una interpretación definitiva. La estación 7 es un caso particular en que la orientación es más bien E-SE, pero es argumentable que puede ser un fenómeno local controlado por su cercanía a Cerro Azul.

Es de notable importancia mencionar que el sistema de esfuerzos cercano a la caldera del volcán Sierra Negra ha sido estudiado por Reynolds et al. [26], y los resultados obtenidos en ese estudio, figura 4.11, concuerdan con las direcciones encontradas para el sistema de esfuerzos antes del período intrusivo en la figura 4.12.

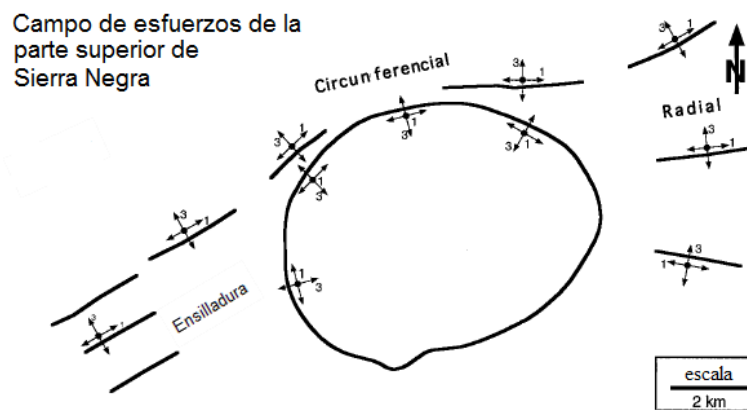


Figura 4.11: Campo de esfuerzos en la parte superior de Sierra Negra según Reynolds et al[26]. Las líneas y las flechas con etiqueta 1 expresan la dirección de máximo esfuerzo, las etiquetas 3 indican la dirección de esfuerzo mínimo

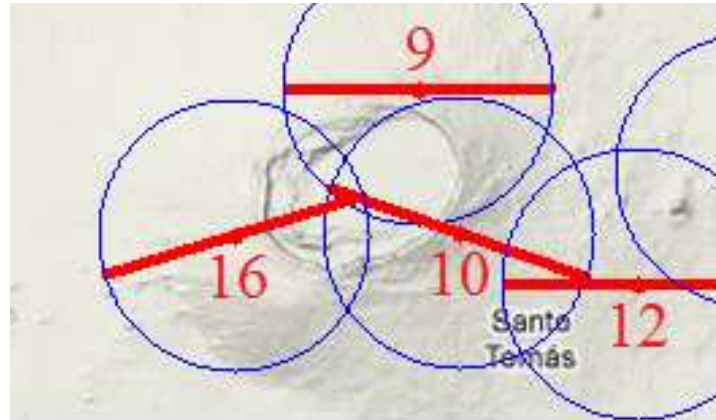


Figura 4.12: Campo de esfuerzos calculados en este estudio alrededor de la caldera de Sierra Negra. De oeste a este las direcciones mostradas son las de las estaciones 16, 9, 10 y 12

Se observa que los resultados de las medidas de separación de onda de corte de este estudio coinciden con las medidas obtenidas con análisis geológicos y estructurales realizados antes. Las coincidencias en las estaciones 9 al norte, 10 al suroeste y 16 al suroeste de la caldera (y 17 en los resultados post intrusivos) son claras y la orientación en la estación 12, más alejada al sureste, se puede deducir siguiendo la línea de esfuerzos investigada por Reynolds et al.(1995) [26]. La estación 14, sin embargo, no refleja una dirección deducible asociada a este campo de esfuerzos conocido, y puede ser que debido a la distancia considerable a la caldera, el estado de esfuerzos local está influenciado por el esfuerzo general de la región, parecida a las direcciones de las estaciones 1, 5 y 6 en el borde exterior superior de Sierra Negra.

La estación 4 se encuentra más lejos del volcán Sierra Negra que las estaciones del sistema de esfuerzos conocido descrito, y el carácter bimodal de las direcciones orientadas en dirección N-NE y E-SE se produce, probablemente, porque el lugar se encuentra débilmente afectado por los esfuerzos de Sierra Negra, Alcedo, la fuente de sismos al suroeste de Alcedo y el propio esfuerzo regional al mismo tiempo, haciendo que no haya un alineamiento preferencial de las grietas en favor de una única fuente de esfuerzos.

La estación 7 se encuentra cerca a Cerro Azul de tal forma que, probablemente, éste sea su principal mecanismo de origen de anisotropía sísmica, lo que puede justificar su notable diferencia con las otras estaciones.

La estación 3 también muestra una forma bimodal y de todas maneras muestra ten-

dencias en direcciones N-NE y E-NE, que son las direcciones detectadas en estaciones sin distribuciones bimodales.

4.3.1.2. Período intrusivo

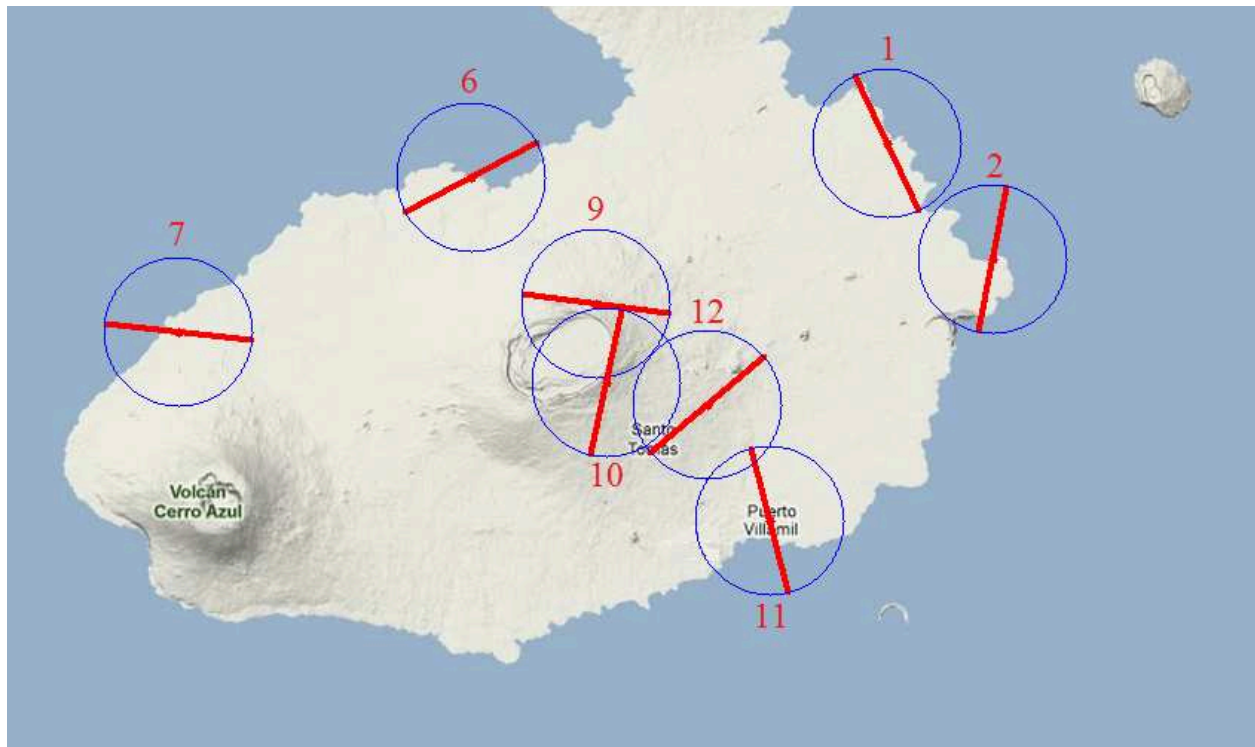


Figura 4.13: Direcciones de máximo esfuerzo durante la intrusión

Durante la intrusión se obtuvieron los resultados quizás más interesantes de este estudio. En algunas estaciones se detectó un cambio de dirección de polarización mientras en otras no. Cabe mencionar que en el período intrusivo, a pesar de haber registrado una cantidad importante de eventos, no se tuvieron muchas medidas de separación de onda de corte en varias estaciones, por lo que no se puede tener resultados concluyentes en las mismas.

La estación 1, en la costa al noreste de Sierra Negra, tuvo una sola medida durante la intrusión aunque muestra un cambio durante ésta. Sin embargo, su distancia a Sierra Negra es considerable y, debido a la falta de evidencia en este período, la información no es estadísticamente concluyente como para asumir un cambio de dirección.

La estación 2 en el extremo oriental de la región presenta un cambio de dirección de

esfuerzo máximo ligero, de aproximadamente 20° respecto a su dirección de esfuerzos original, pero la variación sigue mostrando una tendencia N-S.

La dirección en la estación 7, al norte de Cerro Azul, no presenta un cambio en este período, por lo que se puede asumir que realmente el estado de esfuerzos local se encuentra dominado por Cerro Azul, u otra fuente de esfuerzos que se sobrepone a algún cambio menor (o muy lejano en este caso) de esfuerzos.

La polarización en la estación 9 tampoco cambia en este período y, a pesar de su relativa cercanía a la fuente, se puede argumentar que se debe a una fuerte fuente de esfuerzos locales en la cima influenciada por la caldera y sus fallas, como se sugiere en Reynolds et al. [26], que se muestra en la figura 4.11.

En la estación 10 se observa un cambio apreciable (de casi 90°) en las medidas de polarización durante la intrusión, lo cual es coherente con la localización de la intrusión magmática (mostrada en la figura 4.4) y con la teoría de cambio de esfuerzos durante procesos eruptivos explicada anteriormente.

En la estación 12 existe un cambio de aproximadamente 40° hacia una orientación de esfuerzos casi paralela con la orientación aparente del enjambre sísmico, y se puede deber a su relativa cercanía a la fuente misma de la intrusión y a la caldera y su posible reservorio magmático subyacente.

Los resultados de la estación 6 son difíciles de interpretar debido a que el cambio de dirección en este período es notorio (casi 50°), y al mismo tiempo la estación 6 no se encuentra tan cerca de la fuente como las estaciones 10 y 12 que también presentan cambios apreciables. Si la intrusión se extendió al reservorio magmático bajo la caldera como se puede ver de unos pocos eventos en la figura 4.3, los esfuerzos generados ahí podrían haber afectado la región de la estación 6 de acuerdo a la geometría del reservorio. En el estudio de G. Ruiz [28] se determina una cámara magmática tipo capa o solera (*sill* en inglés) con forma elíptica bajo la caldera con una orientación E-NE. Dada esta geometría se espera que durante una intrusión la mayor deformación (y por ende, la dirección de los cambios de esfuerzos) sea perpendicular a la orientación, es decir, en dirección N-NO, lo que concuerda con la ubicación de la estación 6 respecto a la cámara magmática.

Otro estudio acerca de las deformaciones, y el cambio de los niveles de esfuerzos en la caldera de Sierra Negra, muestra que la distribución espacial de estos cambios no

es simétrica. El estudio de Jónsson et al. [20], con datos de deformaciones de 2005, muestra cómo la estructura de la caldera tipo puerta vaivén (trap door) influye en la disposición de los cambios de esfuerzos en el edificio volcánico como se muestra en la figura 4.14 y en la figura 4.15.

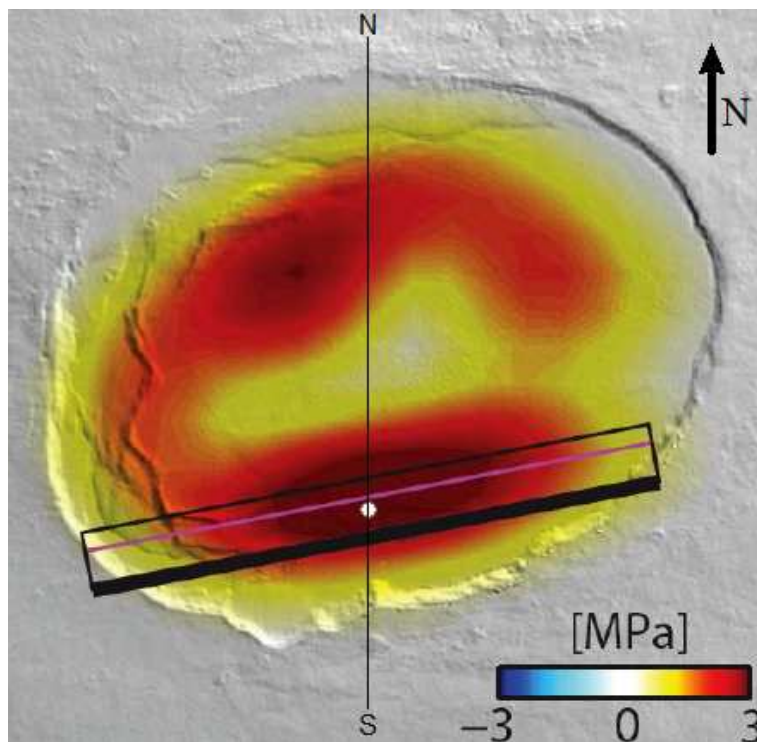


Figura 4.14: Distribución del cambio de esfuerzos debido a la deformación (2004-2005) de la caldera de Sierra Negra desde una perspectiva superior. La barra indica el lugar de la falla tipo vaivén. La línea continua delgada indica el corte para la vista de la figura 4.15. La línea rosada indica el lugar donde la falla interseca 1 km de profundidad.[19]

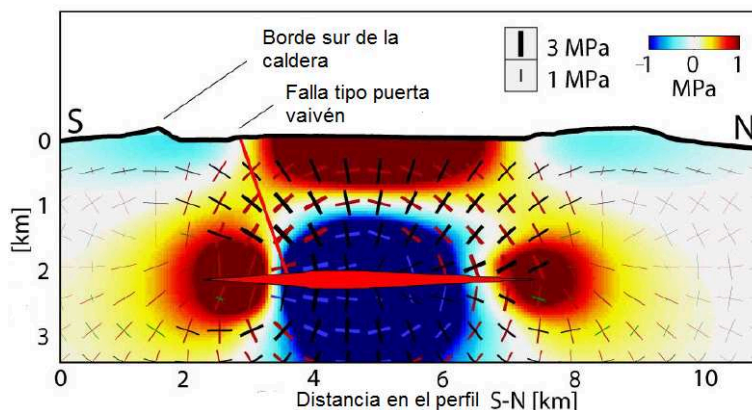


Figura 4.15: Sección transversal N-S mostrando el cambio de esfuerzos debido a la deformación de la caldera de Sierra Negra desde una perspectiva lateral[20]

En las figuras 4.14 y 4.15 se observa que la orientación de los cambios de esfuerzo máximos (en mega pascales, MPa) son predominantemente direccionadas de acuerdo con la geometría de la caldera y del reservorio magmático. Las direcciones de cambio de esfuerzos máximo coinciden con los cambios notables en las estaciones según su disposición. Por eso, por ejemplo, en la estación 12 se podría esperar cambios más fuertes que en la 14. Y también así se justificaría un cambio en la estación 6 (y en la estación 1 en caso de no ser una desviación estadística), coincidente con una de las direcciones de máximo cambio en el esfuerzo, según los modelos mostrados de Jónsson et al.(2008).

Otro tipo de análisis se puede hacer respecto a la geometría supuesta del sistema de grietas intruído presentado en la figura 4.4. En la figura 4.16 se muestra en simultáneo la tendencia general del sistema de diques intruídos conjuntamente con las direcciones de esfuerzos y sus cambios.

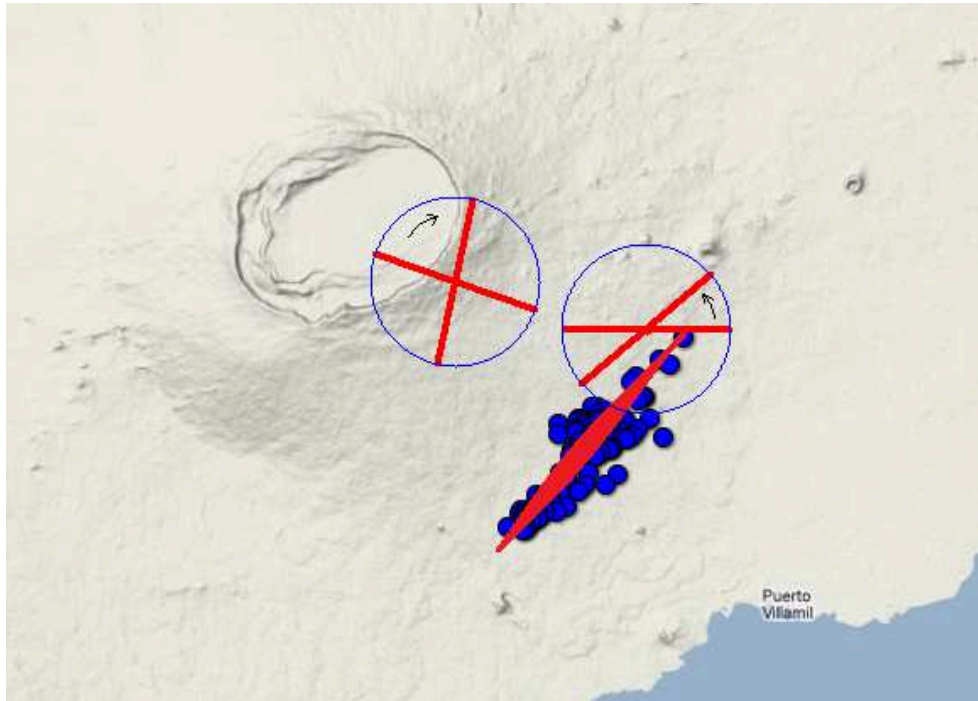


Figura 4.16: Cambio de esfuerzos en las estaciones debido a la intrusión. La flecha indica el paso del estado inicial al final de esfuerzos en las estaciones 10 (cercana al cráter) y 12 (cercana al sistema de diques)

En la figura 4.16 se observan las medidas del esfuerzo principal antes y durante la intrusión en las estaciones 10 y 12, y sus cambios se indican con la dirección de la flecha. Aunque el modelo teórico nos dice que el cambio de dirección esfuerzos es típicamente de 90° (usualmente perpendicular al plano de las grietas), en realidad hay que tomar en cuenta que se podría tratar de un sistema de diques o grietas y que, como tal, algunas podrían tener orientaciones no necesariamente como la sugerida. Por otro lado, otros estudios [27] indican que si la presión del magma es solo un poco mayor que el mínimo esfuerzo compresivo, entonces sólo grietas aproximadamente perpendiculares al mínimo esfuerzo compresivo pueden dilatarse. Por otro lado, si la presión de magma excede el esfuerzo compresivo máximo, entonces grietas de cualquier orientación pueden dilatarse, por lo que los cambios de direcciones en polarizaciones durante la intrusión pueden no ser necesariamente perpendiculares a la dirección del dique propuesto en la figura 4.16. Esto explicaría el por qué los cambios en las direcciones son menores que 90° .

Cabe remarcar que la naturaleza es compleja y muchas veces las simplificaciones en los modelos y supuestos no son del todo precisas o cercanas a la realidad, siempre se pueden obtener desviaciones de los comportamientos ideales-simplificados. Sin embargo, lo que sí es notable, es el hecho que solamente durante este período se hayan reportado estos cambios de dirección de polarización, y que sea un proceso medible y hasta cuantificable.

4.3.1.3. Período postintrusivo

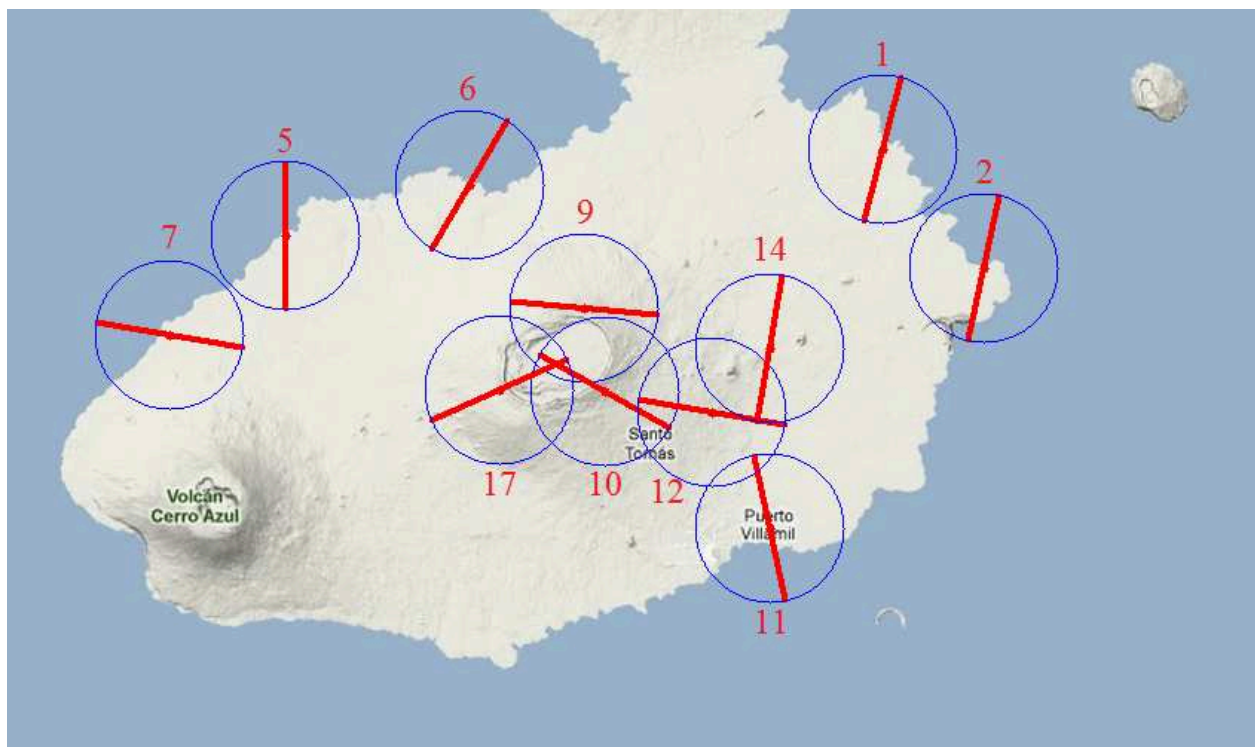


Figura 4.17: Direcciones de máximo esfuerzo después de la intrusión

Si se comparan las medidas antes de la intrusión y después de la intrusión se puede concluir que el cambio de esfuerzos fue temporal, ya que las orientaciones de los esfuerzos en las estaciones disponibles volvieron aproximadamente a sus formas originales (ver figuras 4.10, 4.13 y 4.17). Probablemente, los esfuerzos generales deshicieron los cambios en las direcciones tan pronto terminó el régimen de esfuerzos nuevos debido a la intrusión.

La dirección de esfuerzo máximo de la estación 1 retornó a su posición original aproximadamente. En la estación 2 se observa un cambio de direcciones que parece permanente, aunque el cambio de dirección está dentro de las posibles desviaciones del método (aproximadamente 20°)[6], algo similar a lo que ocurrió con las medidas de la estación 9. La orientación del esfuerzo en la estación 6 prácticamente regresa a su valor inicial, así como en las estaciones 10 y 12, las de cambios más notables. En las estaciones 7 y 9 no se presentaron cambios en las direcciones de esfuerzo máximo durante la intrusión, y después de esta mantuvieron su tendencia usual. En el caso de la estación 11, la orientación del esfuerzo principal durante y después de la intrusión es el mismo, y se debe a que quizás esta estación no recibe influencia directa en su estado de esfuerzos de Sierra Negra. Esto también explicaría que la dirección coincida con la de las estaciones lejanas, es decir, que tenga una dirección N-S aproximadamente. Las estaciones 5, 16/17 y 14/18 no presentaron medidas durante la intrusión, pero al comparar las medidas preintrusivas y las postintrusivas estas se mantienen invariantes. Salvo en la estación 6, no se pudieron obtener resultados de buena calidad sino a partir de un mes después de la intrusión, lo que implicaría un regreso aparentemente demasiado rápido a los estados normales en las estaciones. Además, el proceso en sí de la intrusión fue muy rápido y se podría esperar que el retorno a los estados normales sea rápido también si los esfuerzos tectónicos restauradores de la región son grandes de por sí, lo cual se puede esperar dada la naturaleza geológica compleja de Galápagos. El resultado de la propagación de las placas es un mecanismo de renovación de orientaciones de los esfuerzos compresivos [27] y, dada la cercanía de Galápagos con centros de expansión de placas, se espera que estos efectos se sobrepongan eventualmente a efectos momentáneos.

Debido a la complicada geometría del reservorio magmático bajo la caldera y por la propia forma de la misma, se han registrado muchos períodos de inflación y deflación sin erupción en Sierra Negra, como se presenta en el estudio de Geist et al. (2003) [14], y eso podría justificar la dinámica observada en este estudio en las estaciones cercanas a la caldera.

4.3.1.4. “Back-ácimuts” de los eventos

Dadas las complejidades de la Tierra y de las regiones volcánicas sobre puntos calientes como Sierra Negra, la anisotropía podría ser un fenómeno dependiente de la dirección de los eventos. De ser así, el estudio correría peligro de perder cierta objetividad. Por este motivo, se realizó el análisis de los “back-ácimuts” de los eventos en cada estación durante los diferentes períodos identificados.

Observando los “back-ácimuts” antes y después de la intrusión, respecto a los back-ácimuts durante la intrusión, se estaría tentado a decir que los resultados que dividen dichas etapas se encuentran sesgados o quizás controlados por la dirección de los eventos.

Esto, sin embargo, se puede contrarrestar argumentando que si los resultados fueran dependientes de los “back-ácimuts”, se debería observar cambios notables, por ejemplo, en las estaciones 2, 7 o 9, pues los “back-ácimuts” son muy diferentes entre los distintos períodos. Sin embargo, la variación es poca o casi nula en dichas estaciones. Así mismo, se debería observar mucha dispersión de medidas en las estaciones 5, 9 y 12, ya que tienen una cantidad importante de “back-ácimuts” con diferentes direcciones y, sin embargo, muestran tendencias muy marcadas, sin mucha dispersión.

Este resultado nos dice que el fenómeno de separación de onda de corte refleja un estado de esfuerzos que puede ser local o regional (que justifica diferencias entre estaciones), pero que en general parece ser independiente del “back-ácimut” del evento.

4.3.1.5. Tiempos de retraso

La tabla 4.1 de tiempos de retraso nos sirve para confirmar que el proceso intrusivo propuesto afectó el estado de esfuerzos de la región, puesto que en general, los tiempos de retraso cambiaron durante la intrusión y ‘regresaron’ a su valor promedio original después de ésta. Estudios como el efectuado en el volcán Tungurahua por Mario Ruiz [29] muestran, aunque de forma hipotética, que los tiempos de retraso pueden variar durante diferentes etapas de un proceso eruptivo, tales como el sellamiento de ventos eruptivos.

En un análisis un tanto especulativo, se puede asociar el cambio de los tiempos medidos a varios factores. Un factor para la dispersión medida de los tiempos de retraso

es la magnitud de los eventos, eventos muy pequeños pueden producir dispersión en los tiempos registrados conforme cambian el estado de esfuerzos de una región rápidamente [35][8]. Otro factor influyente *en valores de tiempos de retraso* es la dirección de propagación de las ondas [7]. En este caso, no se puede decir que los tiempos medidos sean independientes de las direcciones de propagación de las ondas, pues como demuestran los “back-acimuts” diferenciados, existe una dirección preferencial distinta entre el período intrusivo y los no intrusivos. La única estación que debería conservar períodos de tiempo similares es la estación 11 por la similaridad de los “back-acimuts”; sin embargo, esta estación muestra un notable cambio de tiempos de retraso entre los períodos (mas no de dirección), por lo que se puede suponer un efectivo cambio de los niveles de esfuerzos regionales independiente de la dirección de propagación de las ondas.

Extendiendo este razonamiento (ésta es la parte especulativa) a todas las estaciones, se propone una interpretación de los resultados obtenidos. Debido a que la separación de tiempos está ligada directamente a la diferencia de magnitudes entre el esfuerzo máximo y el mínimo (porque esto determina la densidad de fracturamiento y grietas [5]), si ésta cambia, podría existir un incremento o disminución (o un cambio total) del estado de esfuerzos locales. Así se puede interpretar que debido a que no se registró un cambio aparente en la dirección máxima de esfuerzos en las estaciones lejanas a la caldera (exceptuando la estación 6 que mostró cambios difíciles de compaginar), la intrusión sólo produjo una disminución en la diferencia entre el esfuerzo máximo y el mínimo, algo que se registra como una disminución entre los tiempos en las estaciones 1 y 7. Algo similar podría ocurrir en la estación 9, a pesar de la cercanía a la caldera, muy probablemente por la fuerte influencia de los esfuerzos locales.

En las estaciones 6, 10 y 12 se observa un cambio de dirección de polarización local. La diferencia entre tiempos de retraso en la estación 6 es notable, por lo que la diferencia de esfuerzos debió ser notable también, aunque se desconoce la razón dada su lejanía tanto a la fuente de intrusión, como al reservorio magmático tipo solera (sill) bajo la cima de Sierra Negra. Por lo que elucubrar demasiado en torno a esta estación, se sale del enfoque general hasta ahora mantenido. Sin embargo, las estaciones 10 y 12 son muy cercanas al enjambre sísmico y pueden ser analizadas profundamente. A continuación se indican las figuras mostrando los tiempos de retraso promedio de la tabla 4.1,

junto con sus valores máximos y mínimos de tiempos medidos durante los diferentes episodios.

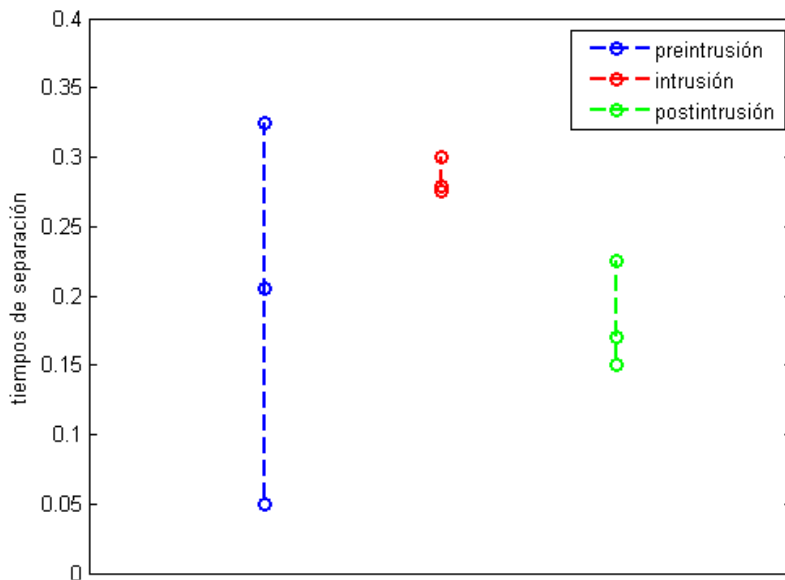


Figura 4.18: *Dispersión de datos de tiempos de retraso para la estación 10.*

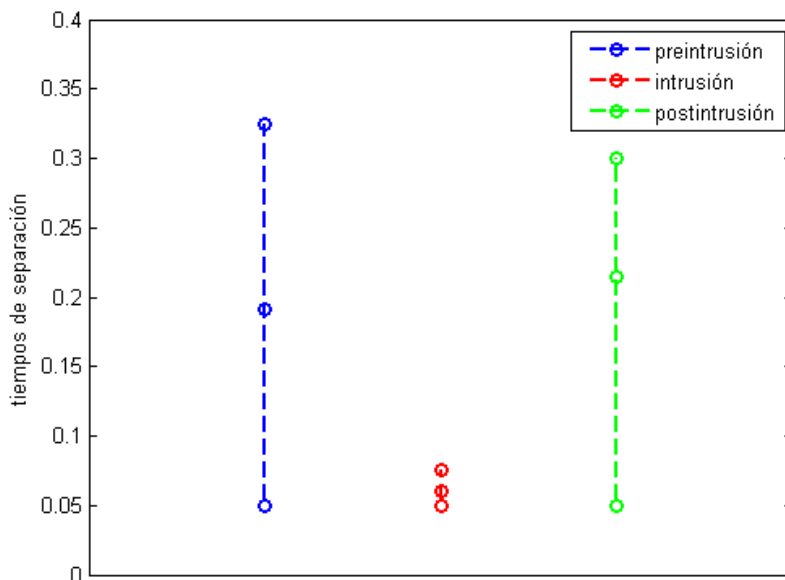


Figura 4.19: *Dispersión de datos de tiempos de retraso para la estación 12.*

Las figuras 4.18 y 4.19 muestran los datos de tiempos de retraso para los diferen-

tes períodos para las estaciones 10 y 12, respectivamente. Los datos se presentaron en azul para el período preintrusivo, rojo para el período intrusivo y verde para el período postintrusivo. Los puntos intermedios en cada dispersión representan el valor promedio, y los puntos extremos los máximos y mínimos medidos en cada período. La gran diferencia del promedio de tiempo entre las ondas en la estación 10 durante la intrusión podría implicar que la zona de esa estación (que es perpendicular a la geometría de la grieta supuesta del enjambre sísmico) sufrió grandes cambios de esfuerzo durante la intrusión. El promedio de los tiempos de retraso en la estación 12 también cambió, pero disminuyó durante la intrusión, por lo que se podría decir que a pesar de los cambios de esfuerzos debido a la intrusión, estos no fueron muy superiores al esfuerzo local. Esto quizás porque aunque la estación 12 está cerca del dique/sistema de diques, se encuentra cerca del extremo de la grieta propuesta, y se espera que los cambios de esfuerzos sean menores en los extremos de dicha geometría; esto debido a que las grietas se deforman y ejercen más presión a sus alrededores en sus secciones intermedias que en sus extremos al ensancharse [27].

Capítulo 5

Conclusiones y recomendaciones

5.1. Conclusiones

Galápagos es una zona geológicamente complicada debido a su intensa actividad tectónica y volcánica. Debido a su localización e interacción con mecanismos de dinámica tectónica, y además por su condición de punto caliente con diversos volcanes que influyen constantemente el estado de esfuerzos en la corteza, la anisotropía sísmica está presente en la región de manera ineludible.

La anisotropía sísmica es un fenómeno que fue medido y sirvió para caracterizar el estado de esfuerzos tectónicos regionales de Galápagos. Es una medida alternativa a otras herramientas de determinación de esfuerzos, como la geología estructural, que puede servir para corroborar resultados anteriores, y obtener nuevos resultados en regiones donde quizás otro tipo de estudios no se pueden realizar fácilmente.

El método de separación de onda de corte es viable como instrumento para medir la anisotropía sísmica, y se lo pudo implementar y adaptar a condiciones favorables para la realización de este estudio con los datos obtenidos por la red SIGNET.

En el estudio se determinó que los resultados de dirección de la anisotropía en los puntos cercanos a la caldera de Sierra Negra tienen una orientación aproximadamente E-NE, y las direcciones en las estaciones lejanas aparentemente tienen una orientación N-NE, salvo excepciones explicadas como la estación 7.

Los resultados de las medidas de separación de onda fueron congruentes con lo esperado, basados en los conocimientos de la geología general de Galápagos y de la región

de Sierra Negra en particular, y también en imágenes satelitales. Fuera del período intrusivo, las estaciones cercanas a la caldera mostraron medidas en correspondencia con el estado de esfuerzos conocido anteriormente de la zona [26]. Todos los cambios temporales en las direcciones de esfuerzos fueron descritos detenidamente, analizados y contrastados respecto a modelos del sistema magmático de Sierra Negra, o de un posible dique o sistema de diques intruídos y cuando menos, se puede asegurar que el método es sensible ante cambios o fenómenos notables en un medio. Las estaciones cercanas al enjambre sísmico 10 y 12 presentaron cambios de dirección de polarización durante la intrusión. Otras estaciones no presentaron cambios notorios debido a su lejanía a Sierra Negra o al enjambre sísmico de la intrusión (estaciones 1, 5 y 7), o a sus tendencias locales (estaciones 9 y 11 -después de la intrusión-). Los cambios de dirección en la estación 6 son difíciles de vincular con algún fenómeno en particular. Los resultados también reflejan que dada la complejidad de Sierra Negra, la anisotropía sísmica debe ser vista como un fenómeno que no solo varía en el tiempo, sino que es también de carácter local, por lo que cada interpretación debe ser realizada con un conocimiento previo de la geología in-situ, y cada resultado debe ser contrastado con los posibles agentes que lo puedan determinar.

Las medidas de polarización parecen ser independientes de la dirección de origen del sismo por los argumentos discutidos. Por otro lado, aunque una interpretación profunda es más difícil, los cambios de las medidas de tiempo también fueron congruentes aparentemente con los diferentes períodos que se identificaron, y mostraron sensibilidad ante el episodio de intrusión.

Finalmente, el método muestra ser aplicable y eficaz ante los cambios que se dieron, y aunque ventajosamente no hubo una erupción, prueba que puede ser útil en el futuro.

5.2. Recomendaciones

Se recomienda realizar otro tipo de estudios en la región para confirmar la validez del estudio con la mayor certeza posible. Para esto se debe tener una red sísmica que opere permanentemente (debido a que la red SIGNET ya dejó de funcionar). Con dicha red, se pueden implementar estudios adicionales que permitirán tener una idea más sólida del estado de actividad de Sierra Negra y los mecanismos que lo controlan.

Entre las posibles técnicas de monitoreo adicionales están las técnicas de geodesia, por GPS e INSAR, técnicas de sismología como mecanismos focales o técnicas estructurales como la perforación. Además se pueden implementar otro tipo de redes, por ejemplo de inclinometría e infrasonido vitales para un monitoreo integral de la actividad volcánica. Todos ellos con el fin de ampliar la información que se obtuvo en este estudio.

Los resultados de este estudio muestran que existe una región vulnerable ante una posible erupción entre Puerto Villamil y la comunidad de Santo Tomás que podría afectar las comunicaciones entre ambas poblaciones. Por esto se recomienda formular un plan de contingencia ante los posibles daños en la región.

El mismo tipo de estudio se deberá continuar en el futuro cuando otra red esté disponible para corroborar los resultados obtenidos en el tiempo, continuar el monitoreo de los esfuerzos principales en la corteza de la región y, finalmente, detectar sus posibles cambios venideros.

La misma técnica puede ser implementada en otras regiones del país dada su realidad geológica compleja, sean éstas volcánicas o simplemente tectónicamente activas. Así se buscará identificar cambios en los esfuerzos regionales o locales para la prevención de desastres o con fines de investigación.

Referencias

- [1] Almendros J., Chouet B. (2003) Performance of the Radial Semblance Method for the Location of Very Long Period Volcanic Signals, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 93, N° 5, pp. 1890-1903, Octubre 2003
- [2] Amelung F., Jónsson S., Zebker H., Segall P. (2000) Widespread uplift and trapdoor faulting on Galápagos volcanoes observed with radar interferometry, *Nature* 407:993-996
- [3] Bowman, J. R., and M. Ando (1987), Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga subduction zone, *Geophys. J. R. Astron. Soc.*, 88, 25-41, 1987.
- [4] Chadwick W. W., Howard K. A.(1991) The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galapagos, *Bulletin of Volcanology* Volume 53, Number 4 (1991), 259-275, DOI: 10.1007/BF00414523
- [5] Crampin S. (1990) Wave propagation through fluid-filled inclusions of various shapes: interpretation of extensive-dilatancy anisotropy *Geophys. J. ht.* (1991) 104, 611-623
- [6] Crampin S., Chastin S. (2003) A review of shear wave splitting in the crack-critical crust, *Geophys. J. Int.* (2003) 155, 221-240
- [7] Crampin S., McGonigle R. (1981) The variation of delays in stress-induced anisotropic polarization anomalies. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 64(1): 115-131.

- [8] Crampin S., Peacock S., Gao Y., Chastin S. (2003) The scatter of time-delays in shear-wave splitting above small earthquakes. *Geophysical Journal International* (2004) 156, 39-44
- [9] Crotwell, H. P., T. J. Owens and Ritsema (1999). The TauP Toolkit: Flexible seismic travel-time and ray-path utilities, *Seismological Research Letters* 70, 154-160
- [10] Gaile G.L., Burt J.E. (1980) *Directional Statistics. Concepts and Techniques in Modern Geography*, 25. University of East Anglia, Norwich.
- [11] Gangi A. (2000) *FOURTH-ORDER ELASTIC-MODULI TENSORS BY INSPECTION*. Society of Exploration Geophysicists. Department of Geology & Geophysics, Texas A&M University, College Station TX 77843-3115
- [12] Gao Y., Wu J., Fukao Y., Zhu A. (2011) Shear wave splitting in the crust in North China: stress, faults and tectonic implications, *Geophysical Journal International* (2011) 187, 642-654
- [13] Geist D., Harpp K., Naumann T., Poland M., Chadwick W., Hall M., Rader E. (2007) The 2005 eruption of Sierra Negra volcano, Galápagos, Ecuador, *Bulletin of Volcanology* 2008, vol 70 pags. 655-673 DOI: 10.1007/s00445-007-0160-3
- [14] Geist D., Johnson D., Chadwick W., Meetens C. (2003) Inflation and deflation of the caldera floor without eruption, Sierra negra volcano, Galápagos. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 5, 04414, 2003 European Geophysical Society 2003
- [15] Gerst A. (2003) *Temporal Changes in Seismic Anisotropy as a New Eruption Forecasting Tool*, Victoria University of Wellington, School of Geography, Environment and Earth Sciences, Thesis for Masters Degree.
- [16] Gerst A., Savage M. (2004) Seismic Anisotropy Beneath Ruapehu Volcano: A Possible Eruption Forecasting Tool, *Science*, Vol. 306 (November 2004), pp. 1543-1547
- [17] Global Volcanism Program, Sierra Negra - eruptive history, August 9, 2012 <http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1503-05=&volpage=erupt>

- [18] Goldstein P., Dodge D., Firpo M., Lee Minner (2003) SAC2000: Signal processing and analysis tools for seismologists and engineers, Invited contribution to The IAS-PEI International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology, Edited by WHK Lee, H. Kanamori, P.C. Jennings, and C. Kisslinger, Academic Press, London.
- [19] Jónsson S. (2009) Stress interaction between magma accumulation and trapdoor faulting on Sierra Negra volcano, Galápagos, *Tectonophysics*, Vol. 471 I. 1-2, 9 Jun 2009, pp. 36-44
- [20] Jónsson S., Chadwick W., Poland M., Geist D. (2008) Deformation and stress-change modeling at Sierra Negra volcano, Galápagos, from ENVISAT INSAR and GPS observations, Proc. of FRINGE 2007 Workshop, Frascati, Italy, 26-30 November 2007 (ESA SP-649, February 2008)
- [21] Martillo C., Pazmiño A., Chunga K., Resl R. (2011) Descripción morfológica de la plataforma continental del Ecuador y análisis comparativo con la plataforma jurídica mediante la aplicación de sistemas de información geográfica. *Acta oceanográfica del pacífico* vol 16. No.1
- [22] Morgan W.J., Morgan J.P.(2007) Plate velocities in the hotspot reference frame DOI: 10.1130/2007.2430(04) *Geological Society of America Special Papers* 2007, v. 430, p. 65-78
- [23] Neidel, N. and T. Tarner (1971) Semblance and other coherency measures for multichannel data, *Geophysics* 36, 482-497.
- [24] Nuttli O. (1961) The effect of the Earth's surface on the s wave particle motion, *Bulletin of the Seismological Society of America*. Vol 51, N° 2 pp. 237-246 April 1961
- [25] Reyes C. G., West M. E. (2011) The Waveform Suite: A Robust Platform for Manipulating Waveforms in MATLAB, *SRL* 82 (1) 104-110. <http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/23809>
- [26] Reynolds R., Geist D., Kurz M. D. (1995), Physical Volcanology and structural development of Sierra Negra volcano, Isabela Island, Galápagos Archipiélago, *Geological Society of America Bulletin*, v. 107 no. 12 pp. 1398-1410, Dec 1995

- [27] Rubin A. (1995) Propagation of magma filled cracks. *Annu. Rev. Earth planet. Sci.* 1995. 23:287-336
- [28] Ruiz A. G.(2008) Inflation and deflation modeling at Sierra Negra and Fernandina Volcanoes based on GPS measurements, Galapagos Islands, Ecuador, University of Idaho, Degree of Master of Science with major in Geological Engineering.
- [29] Ruiz M. C. (2007) Analysis of explosive activity of Tungurahua volcano using seismic-acoustic data, Dissertation submitted as partial requirement for the degree of Doctor of Philosophy in Geophysics. Chapel Hill, University of North Carolina
- [30] Savage M. K., Wessel A., Teanby N. A., Hurst T. W.(2010) Automatic measurement of shear wave splitting and applications to time varying anisotropy at Mount Ruapehu volcano, New Zealand, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 115, B12321, DOI:10.1029/2010JB007722, 2010
- [31] Silver P., Chan W. (1991) Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation, *Journal of Geophysical Research* VOL. 96, NO. B10, PAGES 16,429-16,454, SEPTEMBER 10, 1991
- [32] Slawinski M. (2007) *Waves and Rays in Elastic Continua* Memorial University, Department of Earth Science, Creative Commons Attribution-No Derivative Works 3.0 License
- [33] Stein, S. and Wysession M. (2003) *An introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure*, Blackwell Publishing 2003 United Kingdom
- [34] Villagómez D. R., Toomey D. R., Hooft E. E., Solomon S. C.(2007) Upper mantle structure beneath the Galápagos Archipelago from surface wave tomography, *J. Geophys. Res.*, 112, B07303, doi:10.1029/2006JB004672.
- [35] Volti T., Crampin S. (2003) A four year study of shear-wave splitting in Iceland: 2. Temporal changes before earthquakes and volcanic eruptions, in *New insights into structural interpretation and modelling* Spec. Publ. Geol. Soc. Lond., pp. 135-149

- [36] Wilson D., Hey R., (1995) History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca spreading center, *Journal of Geophysical Research*, vol. 100, No. B7, pages 10041-10056 1995

Anexos

Anexo A - Código principal

En este apartado se adjunta el código del programa principal realizado por el autor para este estudio. El funcionamiento de este requiere Matlab 9.0 o superior, además del paquete WaveForm SUITE [25] mencionado. El programa está diseñado de acuerdo al formato de las ondas como fueron obtenidas desde el servidor de la Universidad de Rochester.

contourmap2.m

```
function varargout = contourmap2(varargin)
%contourmap: programa GUI para seleccionar eventos segun fechas y estación,
%mostrar sus componentes E y N y permitir al usuario cortar ventanas,
%filtrar la información y realizar un cálculo de semblanzas en base a una
%búsqueda de malla que se dibuja en un mapa de contornos

% Last Modified by GUIDE v2.5 09-Sep-2011 15:11:21

%Juan Anzieta 2011
% Begin initialization code - DO NOT EDIT
gui_Singleton = 1;
gui_State = struct('gui_Name',      mfilename, ...
                  'gui_Singleton',  gui_Singleton, ...
                  'gui_OpeningFcn', @contourmap2_OpeningFcn, ...
                  'gui_OutputFcn',  @contourmap2_OutputFcn, ...
                  'gui_LayoutFcn',  [], ...
                  'gui_Callback',   []);
```

```

if nargin && ischar(varargin{1})
    gui_State.gui_Callback = str2func(varargin{1});
end

if narginout
    [varargout{1:nargout}] = gui_mainfcn(gui_State, varargin{:});
else
    gui_mainfcn(gui_State, varargin{:});
end
function contourmap2_OpeningFcn(hObject, eventdata, handles, varargin)

handles.output = hObject;

guidata(hObject, handles);

function varargout = contourmap2_OutputFcn(hObject, eventdata, handles)

varargout{1} = handles.output;
%Funciones de las entradas de datos
function edit1_Callback(hObject, eventdata, handles)

function edit1_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)

if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
    get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end

function edit2_Callback(hObject, eventdata, handles)

function edit2_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)

```

```
if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
    get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end
```

```
function edit3_Callback(hObject, eventdata, handles)
```

```
function edit3_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)
```

```
if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
    get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end
```

```
function edit4_Callback(hObject, eventdata, handles)
```

```
function edit4_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)
```

```
if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
    get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end
```

```
function edit5_Callback(hObject, eventdata, handles)
```

```
function edit5_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)
```

```
if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
    get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end
```

```

function edit6_Callback(hObject, eventdata, handles)

function edit6_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)

if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
    get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end

%función que carga las formas de onda en base a los parámetros
%ingresados en las entradas de datos
function pushbutton1_Callback(hObject, eventdata, handles)
%obtención de las variables ingresadas
year=get(findobj('tag','edit1'),'string');
month=get(findobj('tag','edit2'),'string');
day=get(findobj('tag','edit3'),'string');
hour=get(findobj('tag','edit4'),'string');
min=get(findobj('tag','edit5'),'string');
sta=get(findobj('tag','edit6'),'string');
%uso de WAVEFORMSUITE para la lectura de datos tipo SAC hacia MATLAB
scnl=scnlobject('*','*','*','*');

%Variables de la ubicación y el formato de los archivos (los archivos
%tenían una incertidumbre de +-1 minutos respecto a cómo se los construyó
%previamente, por lo que esta parte del código verifica si existe el
%archivo para cada minuto entre la variable 'min'+1 y 'min-1'. La forma
%del directorio debe ser modificada si el formato de los archivos es
%diferente al presentado, o si se ubican en otra dirección.
tn1=sprintf('C:\\Program Files\\MATLAB\\R2011b\\waveformSUITE\\noob\\...
seleccion1\\%s..BHN.D__at__%s-%s-%sT%s.%s*',sta,year,month,day,hour,min);
tdir1=dir(tn1);

```

```

comp=struct2cell(tdir1);
COMMAT=size(comp);
%se verifica la existencia del archivo, si no existe,
%añade un minuto al ingresado desde la GUI
if COMMAT(1,2)==0
    miw=str2num(min);
    miwM=miw+1;
    minM1=num2str(miwM);
    if miwM<10
        minM1=sprintf('%s%s', '0', minM1);
    end
    tn1=sprintf('C:\\Program Files\\MATLAB\\R2011b\\waveformSUITEnoob\\...
    seleccion1\\...
    %s..BHN.D__at__%s-%s-%sT%s.%s*', sta, year, month, day, hour, minM1);
    tdir1=dir(tn1);
    comp=struct2cell(tdir1);
    COMMAT=size(comp);
    %se verifica si añadiendo un minuto, existe el archivo,
    %si no existe, resta un minuto al ingresado desde la GUI
    if COMMAT(1,2)==0
        miw=str2num(min);
        miwM=miw-1;
        minM1=num2str(miwM);
        if miwM<10
            minM1=sprintf('%s%s', '0', minM1);
        end
        tn1=sprintf('C:\\Program Files\\MATLAB\\R2011b\\...
        waveformSUITEnoob\\seleccion1\\...
        %s..BHN.D__at__%s-%s-%sT%s.%s*', sta, year, month, day, hour, minM1);
        tdir1=dir(tn1);
    end
end
end

```

```

%se verificada la existencia del archivo, crea el nombre completo de este
tfullname1=tdir1.name;
tDIR1=sprintf('C:\\Program Files\\MATLAB\\R2011b\\...
waveformSUITEnoob\\seleccion1\\%s',tfullname1);
%recoge la fuente de la información
%en base al directorio del archivo existente
ds1=datasource('sac',tDIR1);
%crea el objeto que contiene la forma de onda Norte
pw1=waveform(ds1,scn1,'1/1/2000','1/8/2011');

%Se repite el mismp proceso anterior pero para la forma de onda de la
%componente E (este), los comentarios son análogos
tn2=sprintf('C:\\Program Files\\MATLAB\\R2011b\\waveformSUITEnoob\\...
seleccion1\\%s..BHE.D__at__%s-%s-%sT%s.%s*',sta,year,month,day,hour,min);
tdir2=dir(tn2);
comp=struct2cell(tdir2);
COMMAT=size(comp);
if COMMAT(1,2)==0
    miw=str2num(min);
    miwM=miw+1;
    minM1=num2str(miwM);
    if miwM<10
        minM1=sprintf('%s%s','0',minM1);
    end
    tn2=sprintf('C:\\Program Files\\MATLAB\\R2011b\\waveformSUITEnoob\\...
seleccion1\\...
%s..BHE.D__at__%s-%s-%sT%s.%s*',sta,year,month,day,hour,minM1);
tdir2=dir(tn2);
comp=struct2cell(tdir2);
COMMAT=size(comp);
if COMMAT(1,2)==0
    miw=str2num(min);

```



```

miwM=miw-1;
minM1=num2str(miwM);
if miwM<10
    minM1=sprintf('%s%s','0',minM1);
end
tn2=sprintf('C:\\Program Files\\MATLAB\\R2011b\\...
waveformSUITEnoob\\seleccion1\\...
%s..BHE.D__at__%s-%s-%sT%s.%s*',sta,year,month,day,hour,minM1);
tDIR2=dir(tn2);
end
end
tfullname2=tDIR2.name;
tDIR2=sprintf('C:\\Program Files\\MATLAB\\R2011b\\waveformSUITEnoob\\...
seleccion1\\%s',tfullname2);
ds2=datasource('sac',tDIR2);
%forma de onda de la componente E
pw2=waveform(ds2,scn1,'1/1/2000','1/8/2011');

%obtenida la información de ambas formas de onda se procede a filtrar e
%integrar la señal (para que esté en señal de desplazamientos)
%valor de frecuencia inferior ingresada por GUI
LP=str2double(get(findobj('tag','edit11'),'string'));
%valor de frecuencia superior ingresada por GUI
HP=str2double(get(findobj('tag','edit12'),'string'));
f=filterobject('B',[LP,HP],2); %objeto de filtrado
%filtrado e integración de la componente N
pw1=integrate(filtfilt(f,pw1));
%filtrado e integración de la componente E
pw2=integrate(filtfilt(f,pw2));
%grafica las señales cargadas
h1=findobj('tag','axes1');
h2=findobj('tag','axes2');

```

```

axes(h1);
plot(pw1);
axes(h2);
plot(pw2);
set(handles.axes1,'tag','axes1');
set(handles.axes2,'tag','axes2');
%crea los objetos con la información de las ondas
%para ser manipulados posteriormente
handles.onda1=pw1;
guidata(hObject,handles)
handles.onda2=pw2;
guidata(hObject,handles)

%variables ingresadas por el GUI
function edit7_Callback(hObject, eventdata, handles)

function edit7_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)

if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end

function edit8_Callback(hObject, eventdata, handles)

function edit8_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)

if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end

```

```

function edit9_Callback(hObject, eventdata, handles)

function edit9_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)

if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
get(0,'defaultUiControlBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end

%Botón de nuevo filtrado de las ondas ya integradas
function pushbutton2_Callback(hObject, eventdata, handles)
pw1=handles.onda1;
pw2=handles.onda2;
LP=str2double(get(findobj('tag','edit7'),'string'));
HP=str2double(get(findobj('tag','edit8'),'string'));
f=filterobject('B',[LP,HP],2);
pw1=filtfilt(f,pw1);
pw2=filtfilt(f,pw2);
%vuelve a mostrar las ondas esta vez filtradas en desplazamientos
    h1=findobj('tag','axes1');
    h2=findobj('tag','axes2');
    axes(h1);
    plot(pw1);
    axes(h2);
    plot(pw2);
    set(handles.axes1,'tag','axes1');
    set(handles.axes2,'tag','axes2');
%crea las nuevas variables para utilizarse luego
handles.ondaf1=pw1;
guidata(hObject,handles)
handles.ondaf2=pw2;

```

```
guidata(hObject,handles)
```

```
%botón que ejecuta los cálculos de semblanza con la búsqueda de malla
%(gridsearch) de las señales cortadas con valores ingresados en el GUI
function pushbutton3_Callback(hObject, eventdata, handles)
```

```
pw1=handles.ondaf1;
```

```
pw2=handles.ondaf2;
```

```
inT=str2double(get(findobj('tag','edit9'),'string'));
```

```
fiT=str2double(get(findobj('tag','edit10'),'string'));
```

```
cw1=extract(pw1,'INDEX',40*inT,40*fiT);
```

```
inT2=inT-1;
```

```
STIME=inT2;
```

```
v1=get(cw1,'data');
```

```
TWIN=fiT-inT;
```

```
%búsqueda de malla
```

```
for i=1:81
```

```
    inT2=STIME+0.025*(i-1);
```

```
    theta=0;
```

```
    temp1=floor(40*inT2);
```

```
    temp2=floor(40*(inT2+TWIN));
```

```
    cw2=extract(pw2,'INDEX',temp1,temp2);
```

```
    v2=get(cw2,'data');
```

```
    for j=1:181
```

```
        theta=(j-1);
```

```
        ang=theta*pi/180;
```

```
        A=[cos(ang) sin(ang);-sin(ang) cos(ang)];
```

```
        VM(:,1)=v1;
```

```
        VM(:,2)=v2;
```

```
        RVM=VM*A;
```

```
        rv1=RVM(:,1);
```

```
        rv2=RVM(:,2);
```

```

    %parte de la semblanza
    Num=0;
    Den=0;
    for k=1:length(rv1)
        Num=Num+(rv1(k)+rv2(k))^2;
        Den=Den+((rv1(k))^2+(rv2(k))^2);
    end
    CF(j,i)=Num/(Den*2);
    %cálculo de correlación
    CMF=corrcoef(rv1,rv2);
    C=CMF(2,1);
    CCF(j,i)=C;
    deltat(i,:)=(i-1)*0.025-1;
    deltaang(:,j)=j-1;
end
end
%sección de gráfico del mapa de contornos y de búsqueda automática del
%máximo de semblanza
%contorno
h3=findobj('tag','axes3');
axes(h3);
v=[0.1 0.25 0.35 0.5 0.6 0.75 0.8 0.85 0.9 0.95];
[C,h] = contour(deltat,deltaang,CF,v);
clabel(C,h,'LabelSpacing',500);
set(handles.axes3,'tag','axes3');
%máximo de semblanza
[V,I]=max(CF);
[dtMAX,dtmaxindex]=max(V);
[VV,II]=max(CF');
[daMAX,damaxindex]=max(VV);
damaxindex;
dTMAX=(dtmaxindex-1)*0.025-1;

```

```

        SEMBMAX=CF(damaxindex,dtmaxindex);
%máximo de correlación
        [CV,CI]=max(CCF);
        [dtcMAX,dtcmaxindex]=max(CV);
        [CVV,CII]=max(CCF');
        [dacMAX,dacmaxindex]=max(CVV);
        damaxindex;
        dTcMAX=(dtcmaxindex-1)*0.025-1;
%muestra de los datos obtenidos
set(findobj('tag','text13'),'string',dTMAX);
set(findobj('tag','text14'),'string',damaxindex);
set(findobj('tag','text17'),'string',dTcMAX);
set(findobj('tag','text18'),'string',dacmaxindex);
set(findobj('tag','text20'),'string',SEMBMAX);

%variables de ingreso GUI
function edit10_Callback(hObject, eventdata, handles)

function edit10_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)

if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end

% Botón que corta con datos ingresados en el GUI y muestra las ventanas
% cortadas
function pushbutton4_Callback(hObject, eventdata, handles)

pw1=handles.ondaf1;
pw2=handles.ondaf2;
inT=str2double(get(findobj('tag','edit9'),'string'));

```

```

fiT=str2double(get(findobj('tag','edit10'),'string'));
cw1=extract(pw1,'INDEX',40*inT,40*fiT);
cw2=extract(pw2,'INDEX',40*inT,40*fiT);

    h1=findobj('tag','axes1');
    h2=findobj('tag','axes2');
    axes(h1);
    plot(cw1);
    axes(h2);
    plot(cw2);
    set(handles.axes1,'tag','axes1');
    set(handles.axes2,'tag','axes2');

%variables de ingreso GUI
function edit11_Callback(hObject, eventdata, handles)

function edit11_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)

if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end

function edit12_Callback(hObject, eventdata, handles)

function edit12_CreateFcn(hObject, eventdata, handles)

if ispc && isequal(get(hObject,'BackgroundColor'),...
get(0,'defaultUicontrolBackgroundColor'))
    set(hObject,'BackgroundColor','white');
end

```