



**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
CIENCIAS FÍSICAS Y ASTRONÓMICAS
MENCIÓN EN GEOFÍSICA**

**MODELO DE INTERACCIÓN TERREMOTOS-VOLCANES:
FLUJO DE FLUIDOS EN LA CORTEZA**

TESIS PARA OPTAR AL TÍTULO PROFESIONAL DE GEOFÍSICO

POR
AYLEEN BÁRBARA GAETE ROJAS

**Universidad de Concepción
Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas
Departamento de Física**

Profesor guía: Klaus Bataille Bollweg

Concepción, Chile
Abril 2011

Director de Tesis : Klaus Bataille Bollweg

Comisión evaluadora : Klaus Bataille
Arturo Belmonte
Matthew Miller

*A mis padres por creer en mi y darme su apoyo incondicional
en todos los aspectos de mi vida, especialmente a mi
mami Albina por regalome y estar conmigo en los
momentos difíciles en que necesitaba
un consuelo. Y a toda mi familia
por el infinito amor que me
han entregado durante toda la vida.*

Agradecimientos

Mi vida en la universidad ha sido un poco extensa, sin embargo, durante todo este largo periodo han estado grandes personas a mi lado a las cuales quiero agradecerle por su apoyo incondicional.

En primero lugar darle gracias a Dios por darme la salud y la inteligencia para llegar a esta instancia. A mis padres por ayudarme a crecer y darme tan buenas enseñanzas, por el inmenso sacrificio que hicieron para darme la educación, sobre todo en momentos económicos difíciles, ellos siempre estuvieron ahí apoyándome y jugándose por mi. Especialmente A mi mami que siempre trató de acompañarme y en los momentos de traspasos se levantaba para saber como me sentía, si estaba pasando frío me preparaba café y le ponía un leño a la estufa y, luego, cuando me iba a acostar toda congelada, me recibía en su cama y entre los dos con mi hermano me calentaban cuando mi papá no estaba, sino a mi hermano solo te tocaba calentarme :D. A él también le agradezco mucho porque sus aptitudes para la computación me salvaron infinitamente y por todo lo cariñoso que ha sido siempre conmigo. A mi familia en general, mis tías, mis primos, por su buena onda y el cariño que siempre me han brindado.

Le quiero dar un agradecimiento muy especial al profe Klaus, por creer en mí más de lo que yo misma creí, y por todo lo que me enseñó durante este año y medio de tesis.

También le agradezco a mi amiga Marcela, con quien he conservado una gran amistad, la más importante de mi vida, desde mis inicios de la universidad, cuando en un momento de locura pensé en llegar a ser arquitecto. Ese sueño sólo fue capaz de cumplirlo ella, para quien en realidad fue su sueño, porque el mío estaba bastante lejano de eso y hoy lo estoy cumpliendo :D. He sido una afortunada de tener su cariño y su amistad incondicional.

A mi pololo Pablo, a pesar que lo conocí durante los últimos años de U, le agradezco los momentos juntos y las horas de estudio que tuvimos, ya que al no poder salir nos juntábamos a estudiar y en cada break aprovechábamos de pololear. Además le agradezco por compartir mi espíritu aventurero que nos llevó a realizar los viajes más maravillosos que he tenido hasta ahora.

A las monas del congo, les agradezco por todo.... en realidad a ellas se reduce los mejores momentos de universidad. Por apoyarnos siempre en todo ámbito de la vida, acompañarnos, por ayudarnos en momentos de tristeza y sobre todo por gozar al máximo los momentos de alegría. Una infinidad de fotos se me vienen a la mente con el congo, donde lo que queda más claro es que nunca pasamos penas y en caso que fuera así, el congo las volvía alegría.

LOS QUIERO A TODOSSSS !

AYLEEN

Resumen

Durante el ciclo sísmico, la subducción de la placa oceánica bajo la continental genera desplazamientos en la corteza característicos de cada período del ciclo que a su vez producen compresiones en regiones de la corteza y dilataciones en otras.

Si consideramos que dentro del manto habitan fluidos, estos se verían afectados por las deformaciones del medio, principalmente en los periodos cosismico e intersismico, generando cambios de presión que serían causantes de fuerzas que actúan sobre los fluidos produciendo un patrón de migración para el flujo de estos. Así, en zonas de centros volcánicos el ascenso de fluidos a la corteza se vería favorecido durante el periodo cosismico, incrementando la actividad volcánica.

El modelo se ha realizado mediante la implementación de las ecuaciones de OKADA (1992), para determinar los desplazamientos internos y deformaciones, debido a fuentes sísmicas rectangulares considerando un medio espacio homogéneo y elástico.

Para realizar los cálculos se utilizó los resultados del terremoto de Valdivia de 1960 (M=9.5), publicados por Barrientos y Ward en 1990, con el fin de determinar los patrones de flujo que habrían sido causante de la erupción del Volcán Puyehue, dos días después del terremoto. En general, al comparar los resultados del modelos con las observaciones obtenidas por reflexión sísmica en el experimento TIPTEQ (Gross 2008), se observaron tres zonas de las cuales la segunda y tercera más profundas serían la zona de mayor reflexión, donde la segunda sería la mayor zona de contención producto de la cualidad heterogénea del plano de falla. Por otro lado la zona más profunda estaría relacionada con fluidos que serían impulsados hacia arriba en dirección al arco volcánico por la ruta asociada al ascenso de magma, lo cual jugaría un papel importante al momento de desencadenar una erupción volcánica.

Índice General

Resumen	I
Índice General	II
1. Introducción	1
2. Marco Teórico	6
2.1. Terremotos	6
2.1.1. Ecuación de Movimiento	9
2.1.2. Modelo de Okada	10
2.1.3. Ciclo Sísmico	12
2.2. Volcanismo	15
2.2.1. Generación y migración de magmas	15
2.2.2. Generación y segregación de volátiles	16
3. Modelo	18
4. Análisis	21
4.1. Análisis de Resultados	22
4.1.1. Fase Cosísmica	22
4.1.2. Fase Intersísmica	24
4.2. Interpretación de resultados y discusión	26
5. Conclusiones	33
Referencias	35
Anexo.	37
A.1. Script modelo de Okada	37
A.2. Script imágenes en GMT	42

Capítulo 1

Introducción

Generalmente es sabido que los terremotos son producto de los movimientos tectónicos y en algunos casos de la actividad volcánica, que se producen principalmente en márgenes de placas. Sin embargo, estudios realizados dentro de los últimos años han revelado que existe una relación causa efecto entre un terremoto y la detonación de una erupción observable en un rango de tiempo de unos pocos minutos a años luego del evento, en centros volcánicos ubicados a kilómetros del epicentro.

En intentos por explicar dicha interacción se han realizados modelos dentro de los cuales [1]Barrientos (1994) plantea la hipótesis que la erupción del volcán Puyehue, dos días después del terremoto magnitud 9.5 del 22 de Mayo de 1960, es causada por una deformación extensional debido a que el gran terremoto altera el campo de stress, permitiendo el ascenso de magma a superficie.

Por otro lado,[2]Watt, Pyle y Mather (2009), postulan que la actividad sísmica se ha definido como un gatillador de erupciones volcánicas en escalas de tiempo más allá de unos pocos días. Ellos se basan en el estudio de terremotos de magnitud mayor a 8.0 ocurridos en Chile y en zonas volcánicas de los Andes del sur. De acuerdo al análisis de eventos se observa que los terremotos de Valparaiso (1906) y Valdivia (1960) que fueron sucedidos por un incremento de 3 a 4 erupciones en los 12 meses siguientes [figura 1.1y1.2], siendo 1.32 el valor promedio de erupciones en el arco volcánico por año. De esta manera, se cree que la cantidad de erupciones volcánicas no es independiente durante los periodos de alta actividad, si no que es gobernada por la ocurrencia de grandes terremotos en zona de subducción adyacentes al arco, que tiene la capacidad de desencadenar múltiples erupciones durante varios meses. La localización de las erupciones sugieren que este efecto ocurre a distancias cercanas, aproximadamente 500 km de la zona de ruptura. Se infiere que los esfuerzos relacionados con grandes terremotos son importantes en el proceso de detonar erupciones volcánicas.

Un estudio estadístico basado en observaciones y descripciones históricas de actividad eruptiva y terremotos con distintos tipo de falla de magnitud mayor a 7.0, realizado por [3]Eggert y Walter (2008) confirma una significativa relación entre erupciones volcánicas y terremotos a escala local, regional y global, entregando que el tiempo entre un terremoto y un evento eruptivo puede variar de unos segundos hasta años, mientras que la distancia entre los eventos puede alcanzar hasta cientos de kilómetros, sin embargo es más probable en un área cercana [figura 1.3]. Además, se observó que un silencio volcánico precedía a muchos de los terremotos y que posterior a éste se presentaba un aumento de la actividad volcánica con mayor probabilidad dentro del mismo día [figura 1.4]. Los coeficientes de correlación más altos se encuentran en zonas ubicadas dentro del

anillos de fuego del Pacífico.

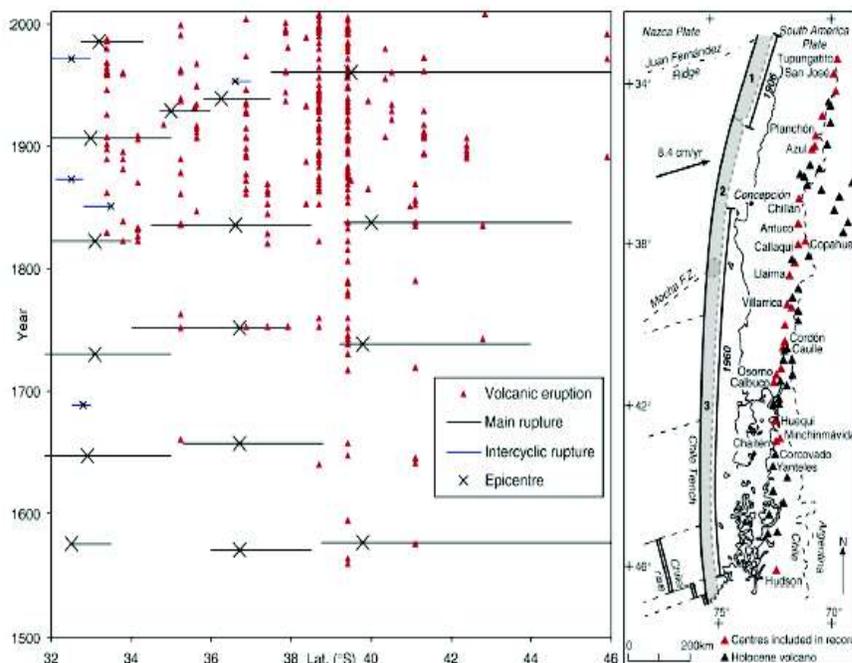
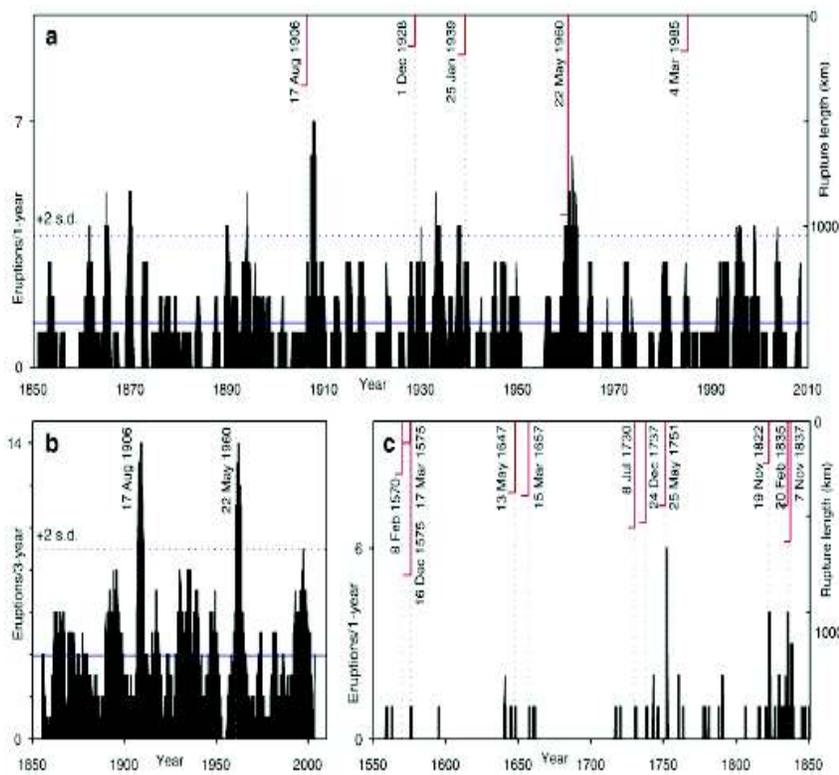


FIGURA 1.1: Grandes terremotos históricos asociados a eventos eruptivos en el centro y sur de Chile. Muestran una notable ciclicidad de acuerdo a las rupturas principales y dentro del patrón temporal. Además de un gran número de erupciones relacionadas con dichos terremotos y sus correspondientes zonas de fractura.

FIGURA 1.2: Relación entre los grandes terremotos y el tamaño de la zona de ruptura. Clasificación de los eventos eruptivos de acuerdo al terremoto que los antecedió. Se observa un gran aumento en la actividad eruptiva inmediatamente después de los terremotos de 1906 y 1960, (a) en una razón de menor a 7 eventos por año para una ventana de 12 meses a intervalos de 0.05 años. (b) Muestra lo mismo que para (a), de lo que se observa un aumento en la actividad eruptiva de aproximadamente 14 para una ventana de 3 años a intervalos de 0.1 años. (c) Descrito de forma similar a (a), con una ventana de 12 meses, pero esta vez a intervalos de 0.1 años, se observa un aumento en las erupciones de volcanes cercanos al epicentro de un máximo alrededor de 6 eventos por año para eventos ocurrido en 1751, periodo previo al estudiado en (a) y (b).



Con el fin de encontrar la relación entre grandes terremotos históricos y correspondientes erupciones volcánicas dentro del área de ruptura [4] *Walter & Amelung (2010)* realizan un modelo que examina el strain volumétrico para determinar los potenciales volcanes que pudieron entrar en erupción después de cada evento dentro de un periodo de tres años. Estos autores se basaron en la investigación en terremotos ocurridos en zonas de subducción con ruptura de unos cuantos cientos de kilómetros ya que por su capacidad de generar una alta acumulación de esfuerzos son considerados los más violentos y reconocidos en la historia como altamente propulsores a desencadenar erupciones en volcanes adyacentes potencialmente activos.

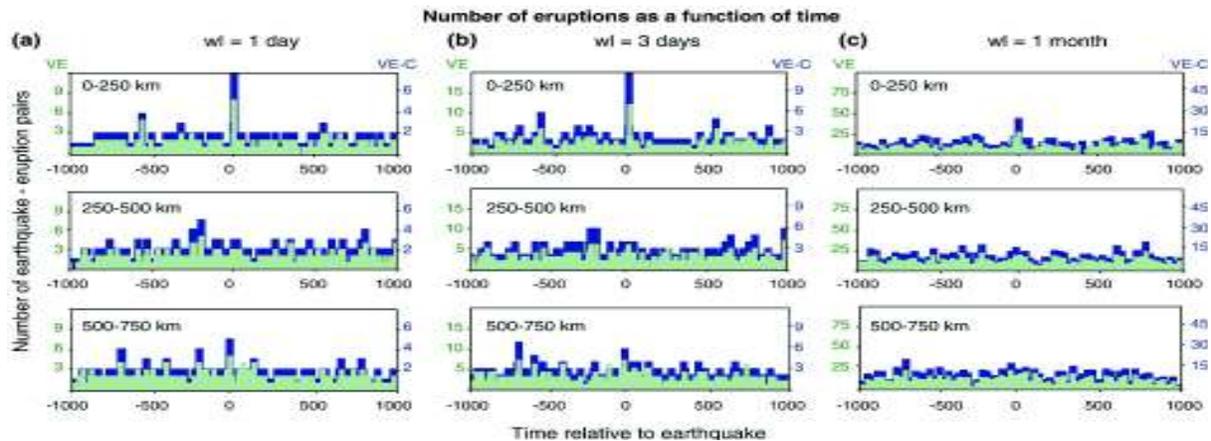


FIGURA 1.3: La figura muestra el numero de erupciones 1000 días antes y después de terremotos con $M_s > 7.0$, para ventanas de tiempo de (a) 1 día, (b) 3 día, (c) 1 mes a distintas distancias de la fuente. Los eventos en verde corresponden a un catálogo global con todos los eventos (VE), sin hacer distinción en el tipo de falla del sismo, y en azul a un catálogo de volcanes que hace erupción continuamente. Es notable que la mayoría de la secuencia de ambos eventos ocurre a proximidades espacial y temporal.

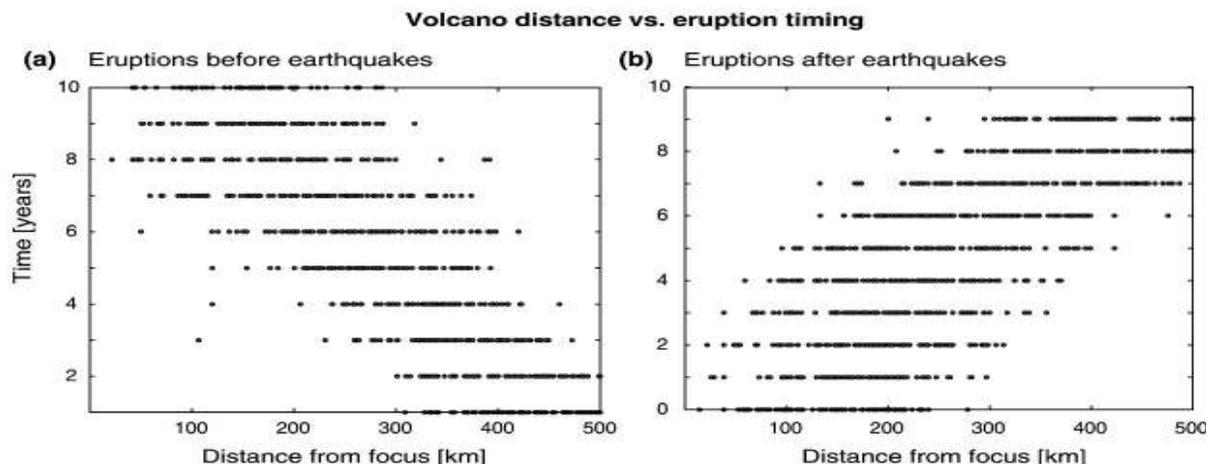


FIGURA 1.4: Estudio a escala global. El diagrama muestra la relación entre erupciones a distancia y tiempo antes y después del terremoto. Antes del terremoto, ocurren pocos eventos a distancias cercanas y luego del terremoto aumenta considerablemente.

Considerando la base histórica y estudios estadístico citados que avalan una relación directa entre los fenómenos mencionados, en cuyo caso, centros volcánicos afectados se encuentran en cercanías de la ruptura, esta tesis es un intento por develar algunos de los factores influyentes que determinan esta relación causa-efecto. Gracias a Barrientos y Walter es posible dilucidar la importancia que toma el campo de deformación en el estudio de esta relación, enseñándonos una dirección para enfrentar el problema. Por lo tanto, en esta tesis se implementará un modelo matemático con el fin de encontrar un patrón de migración de fluidos en zonas cercanas y bajo sistemas volcánicos derivado de desplazamientos en la corteza y así llegar a establecer cuando y como un volcán puede ser influenciado a gatillar una erupción luego de un gran terremoto.

Capítulo 2

Marco Teórico

Los terremotos y erupciones volcánicas son manifestaciones características de regiones de contacto entre placas. Especialmente en zonas de subducción estos dos sucesos ocurren como resultado del ingreso al manto, a través de la fosa, de una litósfera oceánica suficientemente densa para ser gravitacionalmente inestable e introducirse en el interior de la tierra, por debajo de una placa litosférica menos densa. La interacción entre la litósfera descendente con una litósfera adyacente de densidad menor puede causar la deformación de la corteza a su alrededor. De esta forma, líneas de volcanes activos se encuentran ubicados prácticamente paralela a la fosa. En consecuencia, si los volcanes se ubican sobre la corteza oceánica, ellos forman arcos de islas, sin embargo si la fosa se encuentra adyacente a un continente los volcanes se forman en la superficie de esta.

2.1 Terremotos

Los terremotos son manifestaciones de la dinámica de la corteza, donde una parte de la energía almacenada producto de una constante acumulación de esfuerzos en el plano de contacto entre placas, es liberada en forma de ondas sísmicas. Estas al llegar a la corteza pueden provocar cambios en el relieve.

Los terremotos ocurren generalmente en bordes de placa, debido a que los bloques se mueven uno respecto del otro. En circunstancias comunes la interface o plano de falla formado entre ambos bloques se encuentra obstruida impidiendo dicho deslizamiento. Así con el tiempo la tensión que se acumula en las rocas es mayor que la tensión que las rocas son capaces de soportar, produciendo un súbito deslizamiento en la falla, resultando un terremoto.

El mecanismo del terremoto es posible de ser explicado mediante la geometría de la falla ([5]Kanamori & Cipar (1974)), asumiendo que esta es una superficie plana sobre la cual ocurren los movimientos durante un terremoto. La geometría de la falla es descrita en términos de la orientación del plano de falla, de manera que x_1 esté en la dirección del azimuth, mientras x_2 esté perpendicular a la dirección del strike y x_3 sea vertical y perpendicular a los otros dos vectores del sistema coordenado[figura 2.1].

El tipo de falla se define de acuerdo al ángulo de deslizamiento λ que describe el movimiento de los bloques, otorgado por la naturaleza de los esfuerzos que los producen. Principalmente se definen tres tipos básicos ([6]Eakins P. R. (1987)):

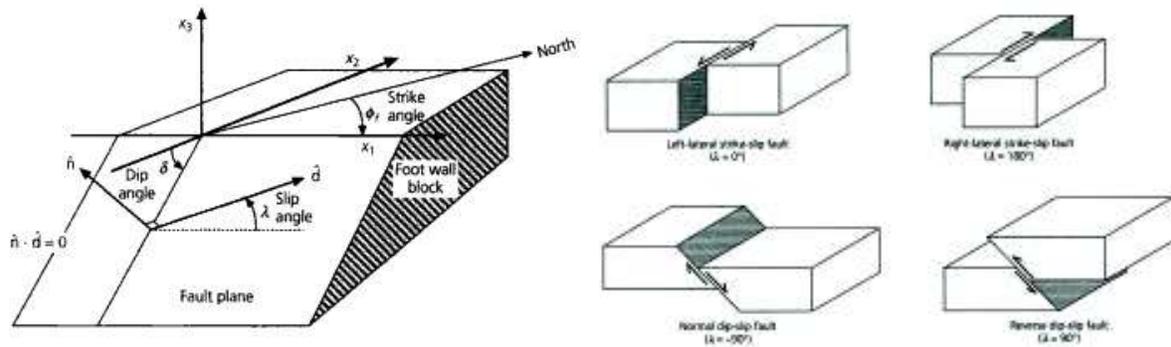


Figura 2.1: Izquierda; geometría de falla con \hat{n} vector normal al plano, \hat{d} el vector deslizamiento del bloque superior respecto al inferior, ϕ corresponde al ángulo strike o de rumbo, se mide desde el norte en sentido horario y puede tomar valores desde 0° a 360° , δ corresponde al ángulo dip o de buzamiento, se mide desde la horizontal y puede tomar valores desde 0° a 90° y λ corresponde al ángulo rake o de deslizamiento, se mide desde el eje x_1 hasta \hat{d} sobre el plano de falla y puede tomar valores desde 0° a 360° . Derecha; tipos básicos de falla, determinados por el ángulo de deslizamiento λ .

Fallas Inversas: Son fallas generadas por esfuerzos compresivos, donde el bloque de techo se desliza hacia arriba por sobre el bloque de piso. Las fallas inversas puras presentan un $\lambda=90^\circ$.

Fallas Normales: Son fallas generadas por esfuerzos tensionales, donde el bloque de techo se desliza hacia abajo quedando por debajo del bloque de piso. Las fallas normales puras presentan un $\lambda=-90^\circ$.

Fallas Transcurrentes: Son fallas generadas por esfuerzos de cizalle con un movimiento predominantemente horizontal, donde un bloque se mueve a la derecha o izquierda respecto al otro. Existen dos tipos de fallas transcurrentes determinadas por el ángulo de deslizamiento. Se les llama fallas transcurrentes dextrales o lateral derechas a aquellas que presentan un $\lambda=180^\circ$, mientras que se las llama fallas transcurrentes sinistral o lateral izquierda a aquellas que presentan un $\lambda=0^\circ$.

Los terremotos forma parte de un proceso cíclico que puede durar cientos de años llamado ciclo sísmico, siendo la manifestación más violenta de este. Así se propone el modelo del *rebote elástico* [figura 2.2 y 2.3] para explicar la mecánica del terremoto [9]Reid H. F. (1911) . Este modelo considera la interacción de las placas tectónicas como dos placas unidas por un resorte, donde una de dichas placas se encuentra unida a una masa m que descansa sobre la superficie y la otra es empujada con una velocidad constante u_0 alejándose de la placa a la cual se encuentra unida la masa. La fuerza del resorte es balanceada por la fuerza de cizalle $F_t = kX$ en la superficie de contacto al bloque de masa m , donde k es la constante elástica del resorte y x es la extensión del resorte. El bloque interactúa con la superficie a través de la fricción hasta que la fuerza crítica F_{ts} es alcanzada. Cuando este valor crítico de fuerza es sobrepasado se produce el deslizamiento del bloque lo que en analogía con la tectónica llamamos terremoto. La extensión del resorte es análogo a la deformación elástica que sufren las rocas adyacentes a la falla.

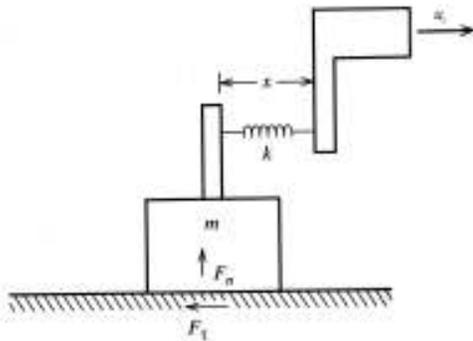


Figura 2.2: Modelo de rebote elástico. La placa superior se mueve con velocidad constante u_0 produciendo una fuerza de fricción estática F_t entre la superficie y el bloque de masa m .

Los sismos ocurridos en zonas de subducción son los de mayor magnitud y altamente destructivos, ya que además de su propio impacto, estos pueden llegar a producir tsunamis. Estos terremotos ocurren en la zona de falla que separa la litósfera descendente de la ascendente y pueden producir un deslizamiento de 20 m de la placa oceánica y alcanzar una longitud mayor a 350 km a lo largo de la fosa. El plano asociado a estos terremotos es conocido como *Zona de Wadati-Benioff*. En general, esta región se caracteriza por tener dos zonas sísmicas de naturalezas opuestas. Los terremotos ocurridos en la zona superior sísmica, cerca del límite superior de la litósfera descendente se asocian a la compresión, mientras que terremotos ocurridos en zonas más profundas se asocian a la tensión. Esta doble zona sísmica es atribuida al enderezamiento de la litósfera descendente y es una prueba más de la rigidez de la litósfera subducida.

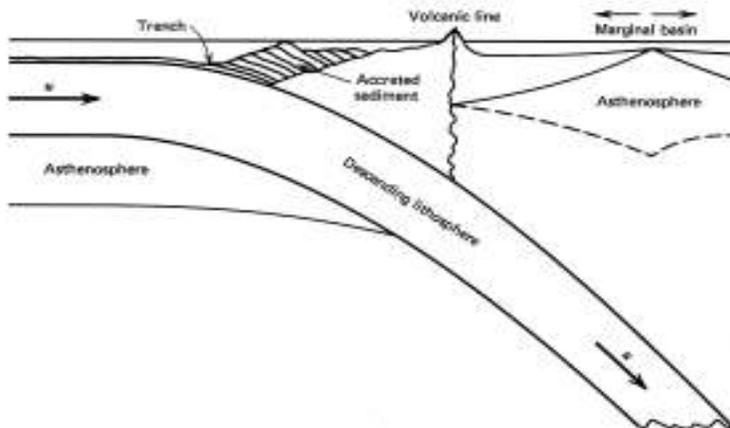


Figura 2.3: Modelo de rebote elástico característico en zonas de subducción.

2.1.1 Ecuación de Movimiento

Retomando el modelo de rebote elástico, vemos que se desprende una fuerza F_τ de igual magnitud, pero opuesta a la fuerza del resorte. Si asumimos que dicha fuerza para un desplazamiento discreto δ en la dirección de x se define como (2.1)

$$F_\tau = k_{\Delta x} \delta_{\Delta x} ; \quad k = \frac{k_i}{L} = \frac{A \cdot E}{L} \text{ rigidez del resorte}$$

$$\Rightarrow F(u) = k_i \frac{d\delta}{dx} \quad (2.1)$$

Pero a su vez, de la segunda ley de Newton se tiene que $F = m \cdot a(t) = m \frac{\partial^2 x}{\partial t^2}$. Si la masa m es representada por la densidad ρ , la ecuación para la fuerza elástica queda expresada como (2.2)

$$\rho \frac{d^2 x}{dt^2} = k_i \frac{d\delta}{dx} \quad (2.2)$$

De tal forma se describe la ley para la fuerza elástica en sólidos, donde la distribución de tensiones es más compleja. La deformación en el caso más general necesita ser descrita mediante un tensor deformación ε_{ij} mientras que los esfuerzos internos en el material necesitan ser representados por un tensor que describa las tensiones en el material, σ_{ij} definido como tensor de esfuerzos (2.3). Ambos tensores están relacionados por ecuaciones lineales llamadas *Ecuaciones de Lamé-Hooke*, que caracterizan el comportamiento de un sólido elástico lineal.

$$\tau = \sigma_{ij} = \sum_{ij} c_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad \text{con} \quad \varepsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right)$$

$$\text{y} \quad c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ik} \delta_{jl} + \delta_{il} \delta_{jk}) \quad (2.3)$$

Así, podemos definir la ecuación de onda en un medio elástico que relaciona la velocidad de propagación con las tensiones existentes en el medio.

$$\frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho \left(\frac{\partial v_i}{\partial t} + v_j \frac{\partial v_i}{\partial x_j} \right) \Leftrightarrow \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} = \rho \left(\frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} + v_j \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial t} \right)$$

$$\Leftrightarrow \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} = \frac{\partial \sigma_{ij}}{\partial x_j} + F_i \quad \text{donde} \quad F_i = -\rho v_j \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j \partial t} \quad (2.4)$$

Vectorialmente la última expresión tiene la forma $\rho \ddot{\vec{u}} = \nabla \cdot \vec{\tau} + \vec{F}$ conocida como *Ecuación de la Elastodinámica* (2.4) para un medio homogéneo e isotrópico, donde ρ es la densidad del medio sometido a la fuerza F_i . Esta ecuación relaciona las variaciones espaciales del tensor de esfuerzo con las variaciones temporales del vector desplazamiento.

Ahora, si consideramos que luego del movimiento, el desplazamiento se mantiene estático en el tiempo, entonces:

$$\frac{\partial}{\partial t}=0 \Rightarrow \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2}=0 \quad \xrightarrow{\text{INDEPENDIENTE DEL TIEMPO}} \quad \nabla \tau = -\vec{F} \Leftrightarrow \frac{\partial}{\partial x_j}(c_{ijkl} \varepsilon_{kl}) = -F_i \quad (2.5)$$

Si utilizamos la expresión para c_{ijkl} se obtiene la expresión (2.5) para la ecuación de onda en un medio elástico independiente del tiempo (2.6), con λ y μ parámetro de Lamé

$$\frac{\partial}{\partial x_j}(\lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij}) = -F_i \quad (2.6)$$

2.1.2 Modelo de Okada

[7]Okada (1992) desarrolló un conjunto completo de ecuaciones que dan solución a la ecuación de fuente forzante (2.6) para un desplazamiento independiente del tiempo. Principalmente se basó en el conocimiento teórico para la investigación de fuentes sísmicas y volcánicas, con el fin de lograr la unificación de los desplazamientos internos y deformaciones debido a cizalle y fallas tensionales, además de fallas infinitas obtenidos previamente de forma independiente por otros autores.

Las ecuaciones responde a tipos de fuentes puntuales y rectangulares, considerando los terremotos como la ruptura de un área que cede debido a una excesiva acumulación de esfuerzos. Comenzando por tomar las coordenadas del desplazamiento $u_i^j(x_1, x_2, x_3; \xi_1, \xi_2, \xi_3)$ en el sistema cartesiano [figura 2.4], vemos que la componente i está dada por (x_1, x_2, x_3) debido a la dirección j (ξ_1, ξ_2, ξ_3) de una fuerza aislada de magnitud F dentro de un medio espacio homogéneo. Así mismo se obtiene la ecuación de [8]Steketee (1958), que expresa el campo de desplazamiento u_i debido a una dislocación Δu_j frente a una superficie Σ mediante la contribución a cada elemento de superficie $d\Sigma$ (2.7). Basados en esta expresión se deduce el campo de desplazamiento interno correspondiente a cada tipo de fuente puntual (Strike-slip, Dip-slip, Tensile e Inflation)

$$u_i = \frac{1}{F} \iint_{\Sigma} \Delta u_j \left[\lambda \delta_{jk} \frac{\partial u_i^n}{\partial \xi_n} + \mu \left(\frac{\partial u_i^j}{\partial \xi_k} + \frac{\partial u_i^k}{\partial \xi_j} \right) \right] v_k d\Sigma \quad (2.7)$$

Luego, al considerar tres tipos de fuentes rectangulares finitas [figura 2.5], vemos que sus respectivas geometrías son determinadas por los siguientes parámetros: longitud de la falla L , ancho de la falla W , geometría de la falla, profundidad c y desplazamiento de la falla U , tomando $x - \xi'$, $y - \eta' \cos(\delta)$ y $y - \eta' \sin(\delta)$ en lugar de x , y y c respectivamente. Haciendo $\xi = x - \xi'$ y $\eta = p - \eta'$ con $p = y \cos(\delta) + d \sin(\delta)$, podemos determinar la contribución de cada uno de los diferenciales del área de fractura al desplazamiento del medio, a distancias de la falla por medio de la integral (2.8).

$$\int_x^{-L} d\xi \int_{p-W}^p d\eta \quad (2.8)$$

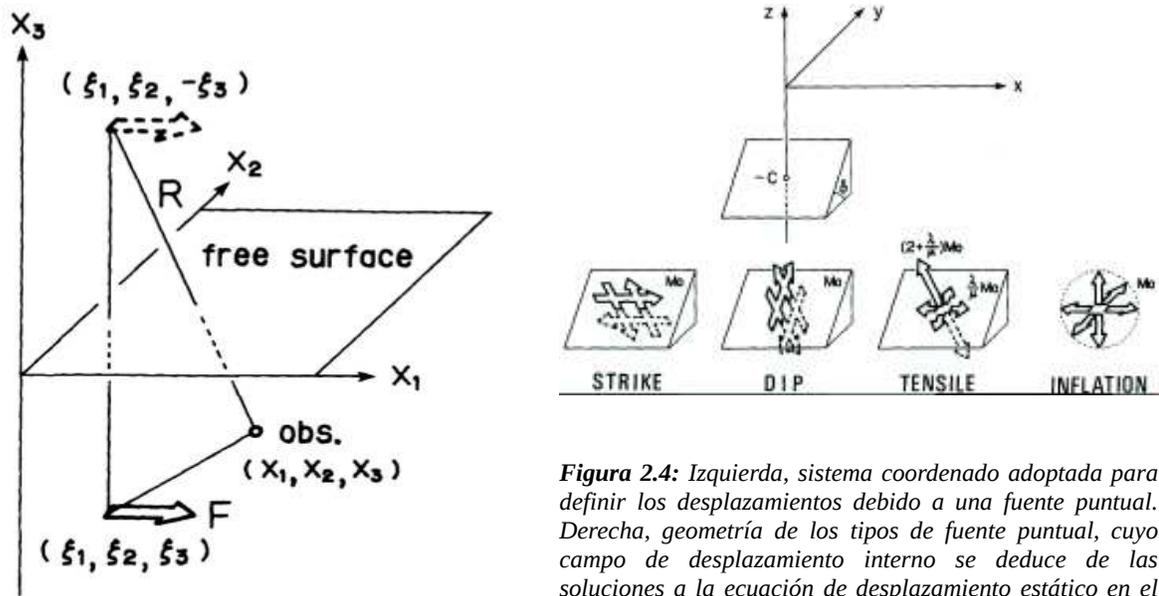


Figura 2.4: Izquierda, sistema coordinado adoptada para definir los desplazamientos debido a una fuente puntual. Derecha, geometría de los tipos de fuente puntual, cuyo campo de desplazamiento interno se deduce de las soluciones a la ecuación de desplazamiento estático en el tiempo.

Por lo tanto, dicha integral es definida en la forma discreta por medio de la función $f(\xi, \eta)$, que determina el desplazamiento o deformación del medio, donde $\|$ es conocida como notación de Chinnery y representa la sustitución (2.9).

$$f(\xi, \eta)\| = f(x, p) - f(x, p - W) - f(x - L, p) + f(x - L, p - W) \tag{2.9}$$

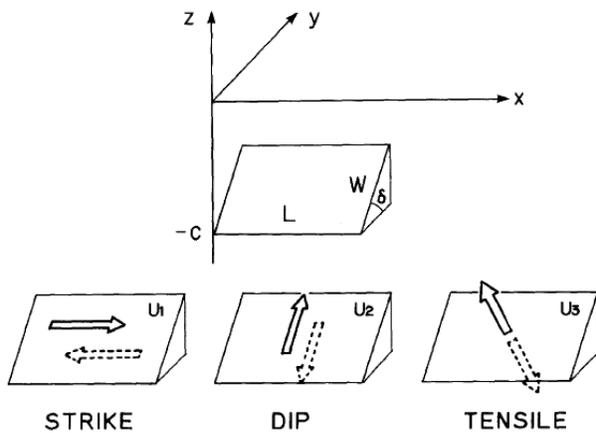


Figura 2.5: Geometría de los tipos de fuente rectangular finita, cuyo campo de deformación interna se deduce de las soluciones a la ecuación de desplazamiento estático en el tiempo.

Las ecuaciones correspondientes al campo de deformaciones, ya sea debido a fuentes puntual o rectangular finita, se obtienen de derivar los desplazamientos mediante la expresión $\frac{\partial u_i}{\partial x_j}$. Sin embargo, se necesita conocer solo la divergencia para determinar la deformación

volumétrica $\varepsilon_{ii} = \frac{\partial u_i}{\partial x_i}$ en el medio, asociado al flujo de magma o fluidos dentro de la corteza. Asumiendo que la variación volumétrica genera presión, al calcular la derivada direccional de la presión es posible determinar a su vez, el campo de fuerza que afecta al flujo de material fluido (2.10).

$$\varepsilon_{ii} \Rightarrow \Delta V \propto P \Rightarrow \nabla P = F_f \quad (2.10)$$

2.1.3 Ciclo Sísmico

El ciclo Sísmico obedece a un proceso de deformación cortical, caracterizado por desarrollarse en bordes de placas y data de unos cientos de años. Consta de dos etapas principales: el periodo *Intersísmico* que consiste en la acumulación continua de deformación elástica en torno a una falla bloqueada y, el periodo *Cosísmico* que consiste en la liberación súbita de la deformación elástica acumulada. Además de estos dos periodos se definen dos etapas secundarias, el periodo *Presísmico* que ocurre inmediatamente antes de la ruptura y estaría asociado con pequeños terremotos u otros posibles efectos precursoros. De la misma manera, un terremoto es sucedido por una fase *Postsísmica* caracterizada por réplicas que ocurren dentro de un periodo de años antes de que la falla ingrese nuevamente a un periodo intersísmico.

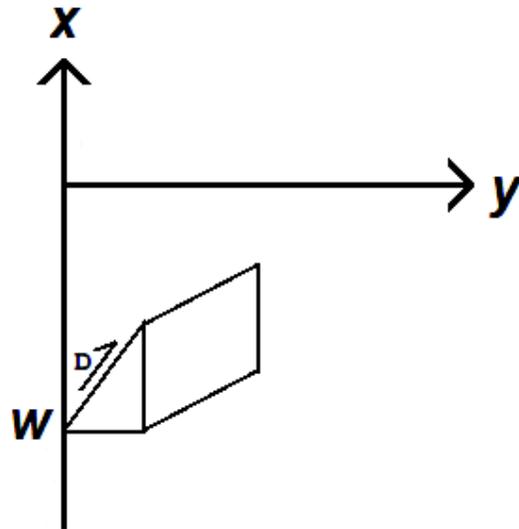


Figura 2.6: Geometría del modelo desarrollado por Savage para determinar las soluciones a la ecuación del movimiento. Las ecuaciones (2.11) y (2.12) describen el desplazamiento vertical independiente del tiempo durante el periodo cosísmico, mientras que la ecuación (2.13) corresponde al periodo intersísmico.

El terremoto marca la fase cosísmica durante la cual movimientos abruptos en la falla generan ondas sísmicas, producto de la liberación de la tensión dinámica sobre la falla. Un importante rasgo de este desplazamiento es la presencia del término $1/r^2$ a diferencia de $1/r$ para la propagación de ondas, lo que explica que el desplazamiento estático decaiga más rápidamente con la distancia a la falla, que las ondas que se propagan en el medio. Por lo tanto el

desplazamiento en la dirección x está dominado por la distancia y de la falla en la siguiente ecuación.

$$u(y) = \pm D/2 - (D/\pi) \arctan(y/W) \quad (2.11)$$

En la ecuación (2.11) D corresponde al desplazamiento de la falla, y a la distancia hasta la falla y W el punto profundo de la falla [figura 2.6]. Esta expresión determina desplazamiento producido por una falla que llega a superficie. Ahora, si consideramos una falla que se encuentra ubicada a kilómetros de la superficie, la ecuación que representa el desplazamiento en un punto y alejado de la falla tiene la siguiente forma.

$$u(y) = (D/\pi) [\arctan(y/w) - \arctan(y/W)] \quad (2.12)$$

La inclusión del término y/w en la ecuación (2.12) produciría la diferencia entre ambos casos expuestos anteriormente para el periodo cosísmico ya que el término w determina la profundidad a la cual se encuentra sumergida el borde superior de la falla. Esto tiene implicancia cuando comparamos dos fallas del mismo tipo pero de distinto ancho y posición respecto a la superficie, vemos que en la más superficial el desplazamiento es mayor y decae lejos de la falla, a diferencia de una falla en profundidad que presenta un perfil más suavizado y desplazamientos máximos aproximadamente de la mitad del valor que presentaría una falla más superficial y de mayor ancho como se muestra [figura 2.7]. Además, el ángulo *dip* también juega un rol importante en el desplazamiento estático, ya que si el *dip* es vertical, tenemos un perfil de deformación más bien vertical, con una señal que decrece más rápidamente que cuando consideramos un *dip* más inclinado, dando como resultado un perfil de desplazamiento que decrece más lentamente con la distancia a la falla dentro de los primeros kilómetros. De esta manera es posible observar que durante el periodo cosísmico, al ocurrir el desacople de las placas, zonas ubicadas por encima de la falla sufren alzamiento mientras que las otras ubicadas en sitios más alejados experimentan subsidencia ([10] Yeat et al. (1997)).

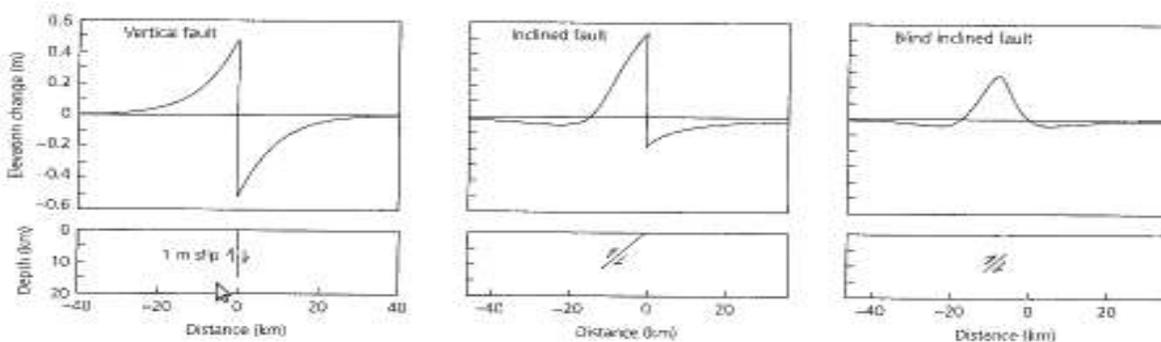


Figura 2.7: Componente vertical del desplazamiento estático como función de la distancia de diferentes fallas puras del tipo dip-slip. Las imágenes superiores muestran en su eje vertical la magnitud del desplazamiento vertical experimentado en una posición y respecto de la falla, mientras que el eje horizontal representa la distancia perpendicular a la falla. El eje vertical de las imágenes inferiores determina la profundidad a la cual se encuentra el plano de falla (w).

Por otro lado, si consideramos un modelo de rebote elástico simple asumiendo que durante un terremoto se libera toda la deformación acumulada en un ciclo sísmico vemos que luego, dentro del periodo intersísmico, una placa se mueve respecto de otra en sentido opuesto con una velocidad v durante un tiempo t , lo que produce un bloqueo hasta una profundidad W entre dos terremotos pertenecientes a un ciclo impidiendo desplazamientos de materiales en la falla. Una vez cumplido el ciclo se produce el terremoto provocando que las placas se deslicen uno respecto a la otra una distancia vt correspondiente al término D de la ecuación del desplazamiento cosísmico. Por lo tanto al igual que en la fase cosísmica existe una ecuación que describa el proceso de desplazamiento que causa el bloqueo entre las placas.

$$s(y) = D/2 + (D/\pi) \arctan(y/W) \tag{2.13}$$

Cabe destacar que las ecuaciones (2.11), (2.12) y (2.13) son soluciones a la ecuación del movimiento para un desplazamiento independiente del tiempo, por esta razón son soluciones específicas deducidas de las ecuaciones de desplazamiento de Okada y por lo tanto las variables en la ecuación (2.13) tienen el mismo significado que en las ecuaciones pertenecientes a la fase cosísmica. De esta forma la teoría del rebote elástico [figura 2.3] tiene cabida ya que el material arrastrado durante el periodo intersísmico rebota durante el terremoto. Así mismo, el movimiento intersísmico puede ser modelado como la diferencia entre el movimiento de placa a largo plazo y la deformación cosísmica en el borde de placas de grandes terremotos, decayendo rápidamente con la distancia a la fosa [figura 2.8]. Además, para fallas en zonas de subducción, el modelo predice subsidencia para la mayoría de las zonas ubicados por encima de la falla bloqueada, lo que se opone a lo ocurrido durante el periodo cosísmico ([11] Savage J. (1983)).

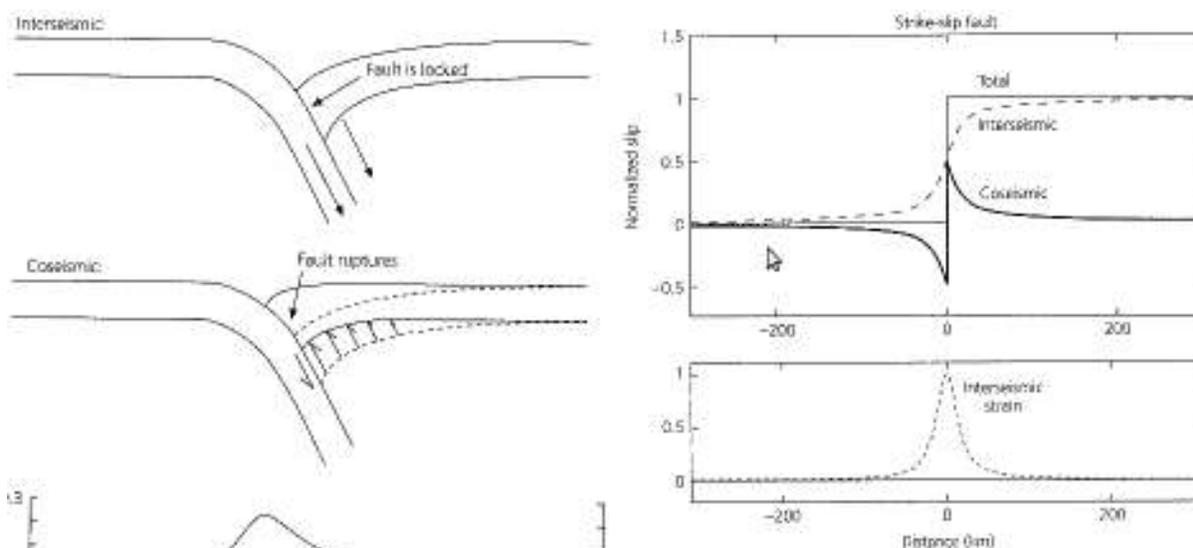


Figura 2.8: Movimiento durante el ciclo sísmico. Izquierda: falla de tipo inversa en zonas de subducción. El movimiento vertical es normalizado por la convergencia entre las placas, mientras que la distancia horizontal es normalizada por la distancia entre la fosa y el final de la placa bloqueada. Derecha: falla de tipo transcurrente. Movimiento en dirección paralela como función de la

distancia perpendicular a la falla.

2.2 Volcanismo

El fenómeno mas importante que controla la mayoría de los aspectos relacionados con la actividad volcánica es la flotabilidad. Esta se encarga de estratificar mezclas de densidades distintas, inicialmente heterogéneas, gracias a la fuerzas del campo gravitatorio.

El segundo fenómeno a tener en cuenta que afecta a los procesos volcánicos es la presencia dentro de la litósfera de esfuerzos no hidrostáticos. Estos esfuerzos son acumulados en intervalos de tiempo corto a la escala geológica pudiendo llegar a producir fracturas en la roca que pueden ser usada como vías de escape para la migración rápida de fluidos en forma de diques o sills. La presencia de presiones no hidrostáticas en estos fluidos, otorgados por las condiciones físicas del entornos en el que se formaron, es otro de los factores importantes en el control de muchos proceso eruptivos. Algunos de estos tipos de esfuerzos son la convección, esfuerzos superficiales inducidos por variaciones topográficas y esfuerzos inducidos por cambios volumétricos debido a fusión como resultado de variaciones de temperatura y presión.

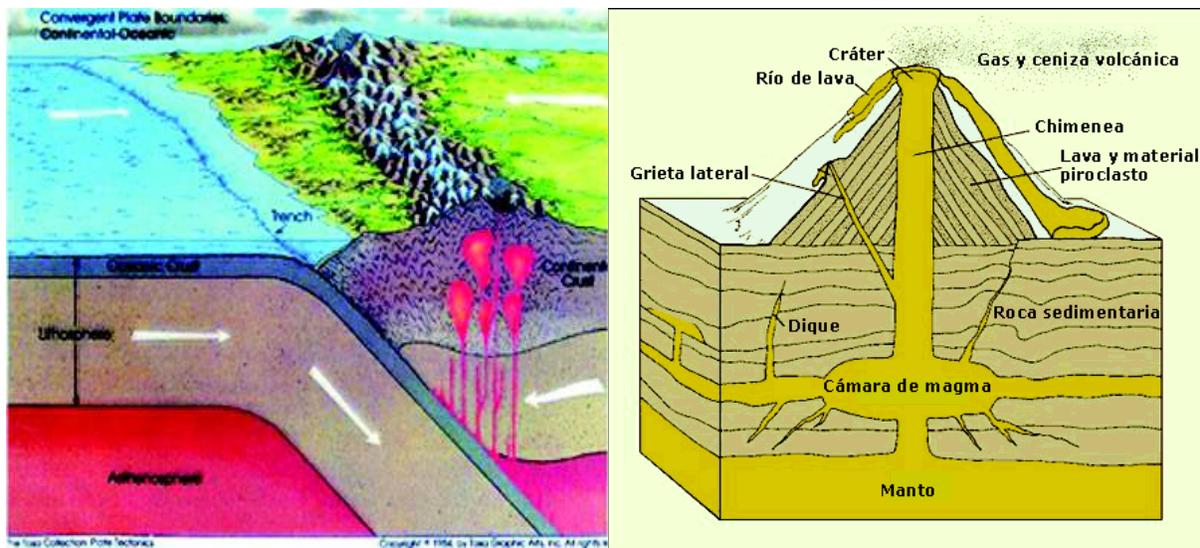


Figura 2.9: Izquierda: Esquema típico de zonas de subducción. Magmas formados a profundidad asciende por diferencia a presión a zonas más superficiales donde se acumulan en forma de reservorios o cámaras magmáticas. Derecha: Corte vertical sobre un volcán que muestra su composición interna.

2.2.1 Generación y migración de magmas

En los ambientes de subducción, el calor por fricción y la disipación viscosa producidos en la zona de contacto entre placas, genera calor que se distribuye inicialmente por conducción y después por migración convectiva de fluidos. En este caso, la fusión ocurre siempre y cuando la temperatura a la que se encuentre la roca sea mayor a la temperatura de fusión. El proceso se favorece de la presencia de agua en el material subducido, ya que actúa reduciendo la temperatura

de fusión de la roca. Por lo general, los líquidos generados por esta vía son menos densos que los minerales de los que derivan, de forma que tan pronto aparece el fundido este es sujeto a una fuerza ascensional positiva comenzando la separación del líquido respecto del sólido residual. Como resultado de la diferencia de densidad que conlleva a la flotabilidad, y del gradiente de esfuerzos desviatorios ([12]*Sleep (1974)*), que actúan sobre el fluido y la matriz cristalina, la separación continúa con la compactación hacia abajo de la fracción sólida de la mezcla. Si se produce una extracción a gran escala del material fundido debida a la presencia de venas o diques que corten la zona de fusión parcial, aumentando el gradiente de presión, la migración del fundido es facilitada ([13]*Sleep (1988)*), ver [figura 2.9].

El magma que alcanza la superficie, por lo general, empieza su ascenso desde reservorios magmáticos superficiales (escogidas de 2 a 5 km por [14]*Bruce & Huppert (1989)*). La presencia de reservorios relativamente grandes, es común bajo la mayoría de los centros volcánicos, ya sean volcanes de tipo máficos o silícicos. Un factor común que controla la ubicación de estas estructuras es la variación de la densidad con la profundidad que existe en la corteza. Las rocas que se encuentran bajo el nivel que corresponde al centro del reservorio son más densas que los magmas típicos que ascienden para alimentarle. Sin embargo, las rocas sobre el reservorio son mezclas de lava y depósitos piroclásticos que se generaron en los inicios de la formación del volcán, junto con una fracción más densa correspondiente a material intrusivo. Así, mientras que la densidad de las capas superiores es menor que la densidad del magma ascendente, el fluido es impulsado a quedar retenido en una zona de flotabilidad neutra y formarse un reservorio que crecerá hacia arriba y hacia abajo a partir de ese nivel.

Los reservorios son alimentados desde abajo por pulsos de magma que, migrando en forma de cuerpos diapíricos o diques, llegando desde grandes profundidades [figura 2.9]. La llegada de nuevo magma al reservorio establece un nuevo equilibrio entre el volumen añadido, el nuevo exceso de presión interna del fluido en el reservorio, y el nuevo estado de compresión, más alto, de la roca.

El crecimiento de los reservorios debido a la llegada de magma nuevo se ve compensado por dos procesos principales, que son el enfriamiento y cristalización de magma en las paredes del reservorio y la pérdida de magma en forma de nuevos diques que se propagan hacia fuera desde las paredes de la cámara, como respuesta a cualquier proceso que cause un incremento de la presión interna de la misma, ya sea por la formación de cristales de densidad inferior a la del fundido residual o a la nucleación de burbujas de gas debido a que algunas especies se sobresaturan ([15]*Tait et al. (1989)*).

2.2.2 Generación y segregación de volátiles

Los volátiles más comunes en la mayoría de los magmas son H_2O , CO_2 y SO_2 ([16]*Lofgren et al. (1981)*). La solubilidad de estos componentes, siendo el agua el más soluble, son una función de la temperatura del magma y de la presión ambiental siendo esta segunda la más importante en el control de la dinámica eruptiva. Al ascender una bolsa de magma desde profundidades sufre disminución de la presión ambiental. Finalmente se alcanza una presión a la cual uno de sus componentes volátiles se satura y empieza la nucleación de burbujas. Al disminuir progresivamente la presión en el magma debido al ascenso a zonas más superficiales, las burbujas experimentan expansión debido a la descompresión, así como también a la difusión de volátiles por el fluido hacia las burbujas y la nucleación de nuevas burbujas. Este hecho se ve incrementado por

el enfriamiento de magma que habita reservorios superficiales o en diques cerca de la superficie, ya que la cristalización produce la concentración de volátiles en el líquido residual.

Si un reservorio se encuentra en proceso de alimentar una erupción o la inyección de un dique, esto significa que estará en movimiento y que las burbujas de gas segregado podrán ser arrastradas junto con el magma. Siempre que no esté ocurriendo una erupción, las burbujas existentes tienen tiempo de crecer por difusión y por descompresión a medida que asciende por flotabilidad a través del magma.

Capítulo 3

Modelo

La obtención de resultados comenzó por la programación de las ecuaciones de OKADA correspondientes a los desplazamientos y deformaciones para fuente rectangular finita, en el software matemático MATLAB. Dentro de las ecuaciones solo se consideró las pertenecientes a fuentes de tipo strike y dip, asumiendo que ambos tipos contribuyen en la composición total de la geometría de un terremoto en zonas de subducción. Por otro lado, la creación de los script fue pensada de tal forma que entregara los resultados en un plano, ya sea en el plano horizontal (yx) o en el vertical (yz) para un determinado valor de la tercera componente, z o x correspondientemente, donde el desplazamiento total es calculado como la contribución de cada eje coordenado en un punto del espacio y la deformación ($\epsilon_{ii} = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz}$) como el valor total observada en un punto.

La gráfica de los resultados se llevó a cabo en GMT, donde se creó dos tipos de script: uno que grafique el campo de desplazamientos junto al de deformaciones, mientras que el otro grafica el campo de fuerzas y deformaciones con el fin de comprender la dinámica entre ambos. Los desplazamientos totales en cada punto del medio-espacio son calculados en GMT utilizando los archivos generados en MATLAB que contienen cada una de sus componentes coordenados en el plano dentro de la función GRDVECTOR. Las deformaciones son graficados como niveles de superficies de color rojo a verde, para indicar deformaciones desde compresivas a extensivas.

En el calculo de las fuerzas se utilizaron los valores de deformación obtenidos en MATLAB y sobre ellos se calculó la primera derivada utilizando la función DDX y DDY de GRDMATH en GMT en cada una de las dos componentes del plano, para luego con ellas, calcular el vector fuerza en cada punto y graficarlo sobre el campo de deformación.

En las primeras exploraciones que se realizaron con el fin de verificar el modelo, se procedió a determinar el campo de desplazamiento y deformación en casos de fallas simples cuyos comportamiento son conocidos. Los casos considerados fueron de fuentes puramente inversa ($\lambda=90^\circ$), normal ($\lambda=270^\circ$), transcurrente dextral ($\lambda=180^\circ$) y transcurrente sinistral ($\lambda=0^\circ$), cuyos resultados son mostrados en las [figura 3.1] y [figura 3.2].

Dentro de las variables de entrada que se utilizó para realizar las figuras se encuentra un ángulo de inclinación (δ) de 45° , un largo de falla de 400km, punto c a 60km de profundidad y, un ancho w (3.1), determinado por este punto, un punto c1 a 20km, que indica la profundidad del borde superior de la falla, además de los ángulos de deslizamientos (λ) mencionados anteriormente para definir el tipo de falla, ver [figura 2.5].

$$w = \frac{c - c1}{\sin(\delta)} \quad (3.1)$$

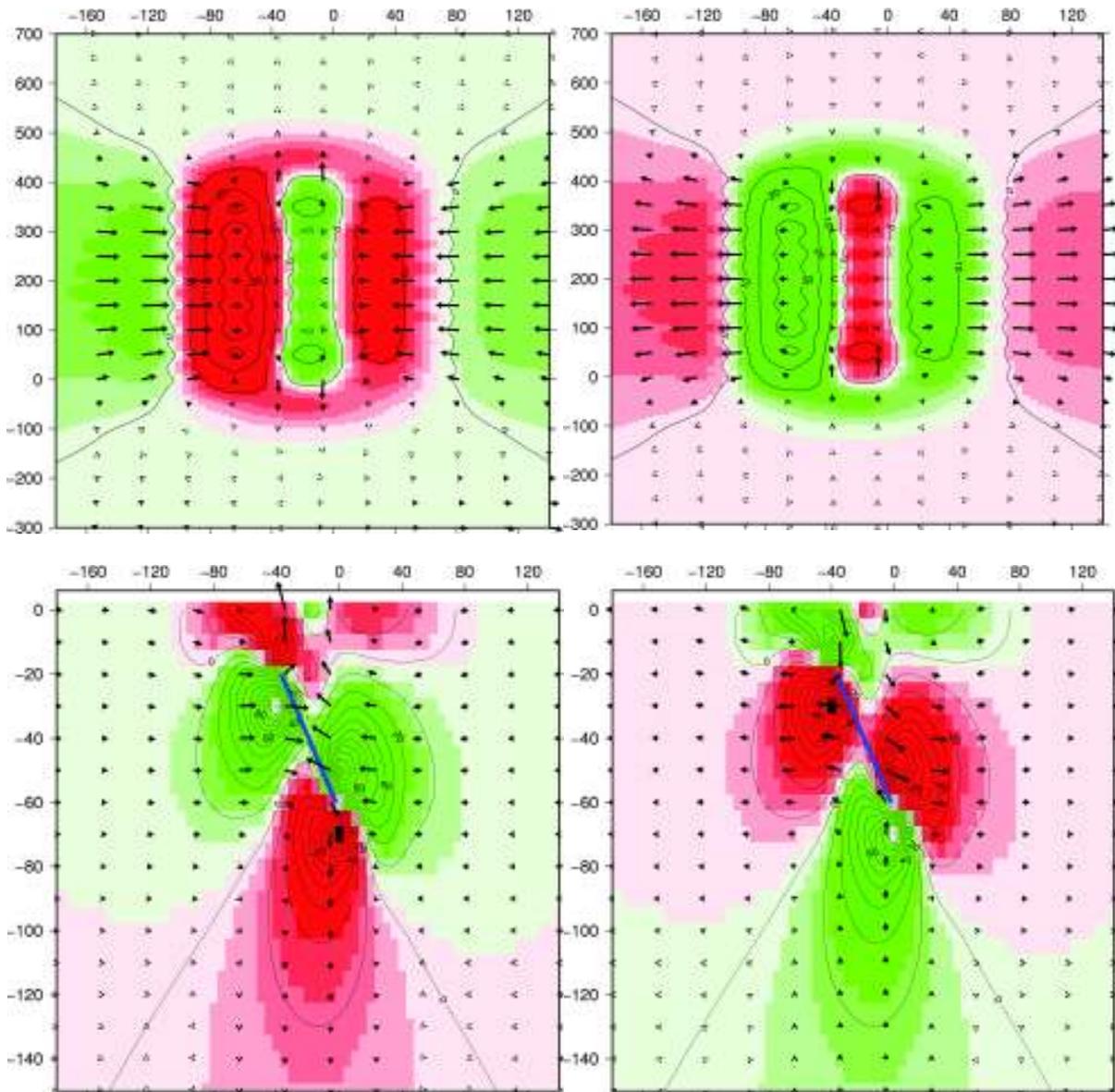


Figura 3.1: Gráficos correspondientes a plantas y perfiles de falla tipo inversa (izquierda, superior e inferior, respectivamente) y normal (derecha, superior e inferior, respectivamente). En rojo deformación volumétrica compresiva, en verde deformación de extensión. Las flechas indican la dirección de desplazamientos en puntos del medio-espacio. Los ejes verticales y horizontales representan distancias en escala de kilómetros. El plano de fractura considerado posee un ángulo de 45° , cubre desde los 0 a 400 km paralelo al eje longitudinal y, corresponde a la longitud de la zona más deformada de las imágenes superiores. Las plantas corresponden a un corte horizontal en profundidad de 5 km. Las imágenes inferiores muestran un corte vertical a los 250 km de distancia longitudinal, cercano al centro de la falla, que abarca una profundidad de los 20 a 60 km la cual es representada por una recta de color azul.

En las imágenes se muestra claramente una relación entre la deformación volumétrica y el desplazamiento. Se observan zonas desde donde se producen los desplazamientos corresponde a áreas de dilatación, mientras en lugares hacia donde se dirigen los desplazamientos son áreas

compresivas del medio [figura 3.1 y figura 3.2 superiores]. Por otro lado en las imágenes que muestran el campo de fuerza, se observa que el medio al sufrir dilataciones en algunas zonas y compresiones en otras, produce un gradiente de fuerzas que tiene sentido desde zonas compresivas en dirección a zonas que sufren extensión [figura 3.2 inferiores].

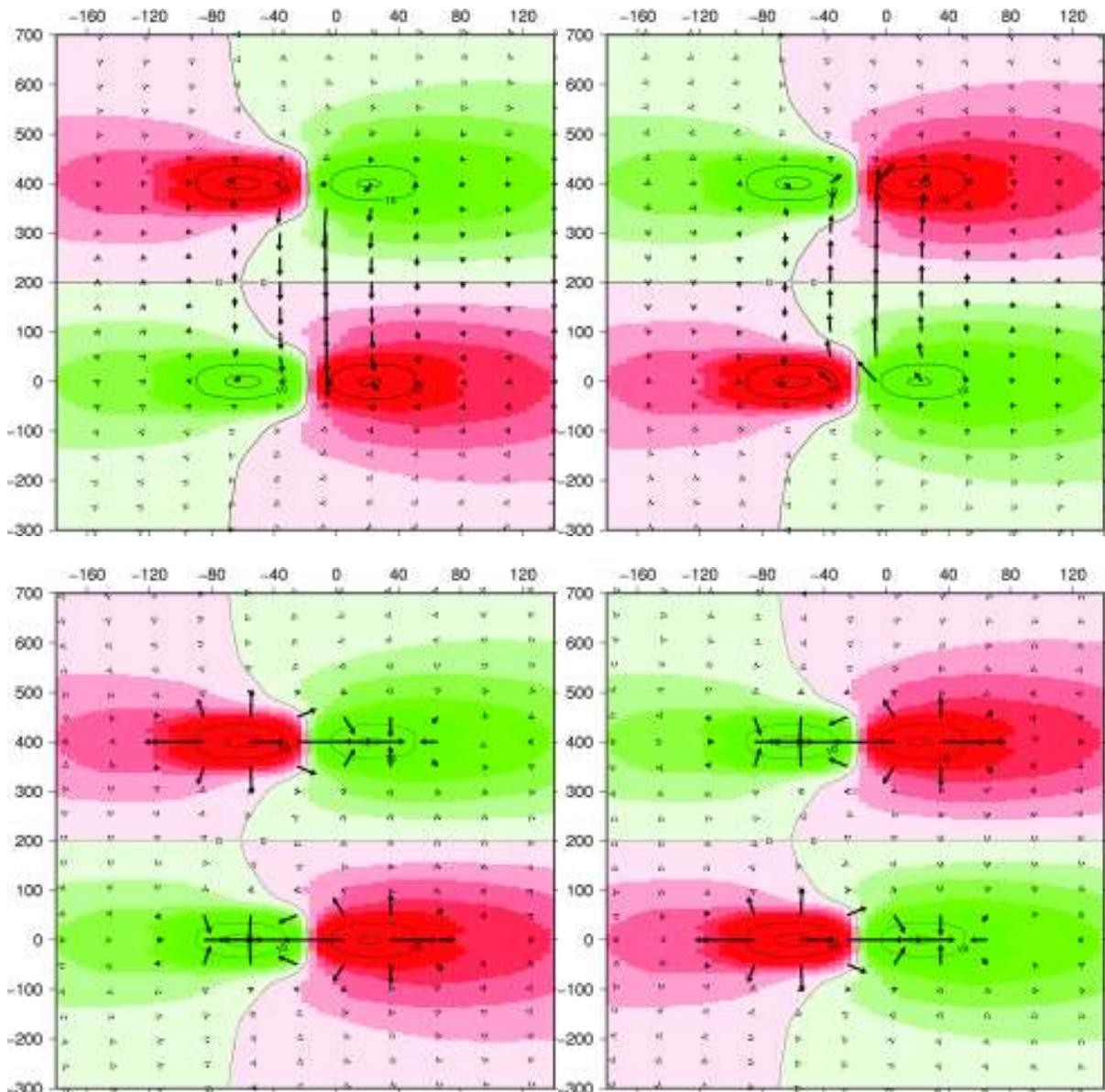


Figura 3.2: Gráficos correspondientes a plantas de falla tipo transcurrente dextral (izquierda, superior e inferior respectivamente) y sinistral (derecha, superior e inferior respectivamente). En rojo, deformación volumétrica compresiva, en verde, deformación de extensión. Las flechas de las imágenes superiores indican la dirección de desplazamientos, mientras que las flechas de las imágenes inferiores indican la dirección de la fuerza producto de la deformación en puntos del medio-espacio. Los ejes verticales y horizontales representan distancias en escala de kilómetros. El plano de fractura considerado posee un ángulo de 45° , cubre desde los 0 a 400km paralelo al eje longitudinal y, corresponde al área entre las zonas más deformadas de las imágenes. Las plantas corresponden a un corte horizontal en profundidad cercana a los 40km, que coincide con la profundidad media del plano de falla.

Capítulo 4

Análisis

En la implementación del modelo, durante el periodo cosísmico, se consideró una geometría de falla planar, utilizando como datos de entrada los resultados de [17]Barrientos & Ward 1990 para el terremoto de Valdivia 1960. En dicho paper se emplearon datos de observaciones de nivel del mar y de elevación para determinar por medio de triangulación los parámetros de la fuente empleando un modelo de inversión para slip uniforme, obteniendo como resultados una longitud del plano de falla de 850 km, un ancho de 130 km, ángulo de inclinación o dip de 20° y momento sísmico igual a 9.4×10^{22} Nm que otorga un desplazamiento de 28.33 m.

Para la fase intersísmica se utilizaron básicamente las mismas variables en el modelo de periodo intersísmico de [18]Kanda & Simons (2010), que lo asume como dos planos de fallas paralelos que empujan un volumen de corteza oceánica por debajo de la placa continental. El espesor de este bloque considerado es de 25 kilómetros asumiendo que solo ingresa la parte elástica de la corteza. Las variables de entrada utilizadas en esta fase son principalmente las mismas que se utilizaron en el periodo cosísmico, ya que principalmente se utiliza para establecer una comparación entre dichos periodos del ciclo sísmico.

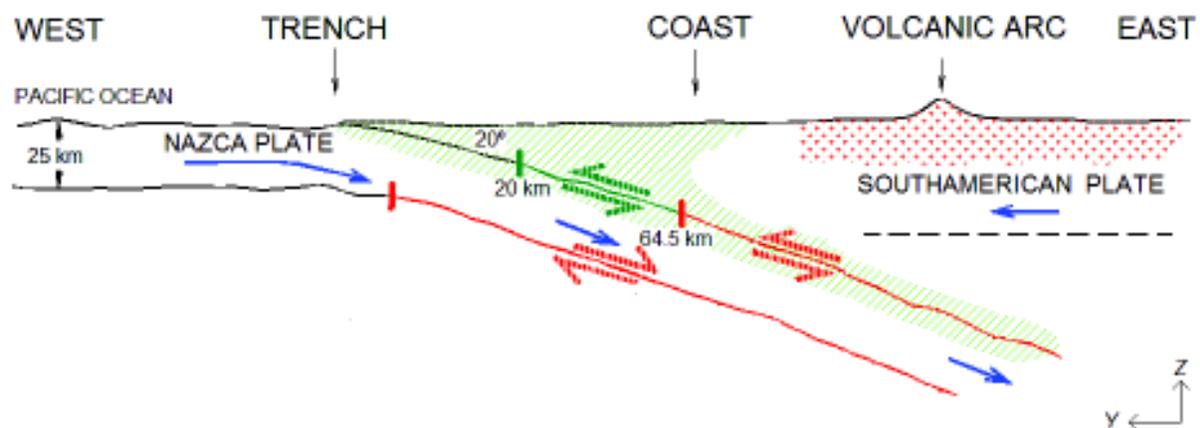


FIGURA 4.1: Esquema de corte transversal (longitud-profundidad) que muestra los dos principales periodos del ciclo sísmico. En verde, slip cosísmico y en rojo, slip intersísmico. En azul los desplazamientos relativos de la placa de Nazca y Sudamericana.

4.1 Análisis de resultados

En esta sección nos enfocaremos en el análisis de los resultados obtenidos del modelo para las fases cosísmica e intersísmica del ciclo sísmico [figura 4.1], para posteriormente realizar una interpretación de la gráfica de los resultados en base a investigaciones realizadas.

4.1.1 Fase Cosísmica

Utilizando como geometría de la fuente un plano de falla homogéneo de tipo inverso y asumiendo que durante este período el bloque más denso, placa oceánica, se hunde por debajo de una placa menos densa, continental, es posible ver que en consecuencia se producen desplazamientos en el medio principalmente ascendentes, especialmente en la región ubicada por sobre la interfase entre los bloques, pero descendentes lejos de ella. Por lo tanto si se lleva este análisis a estudiar lo que ocurre en áreas cercanas a los volcanes se observa que bajo ellos (entre los -72° y -73°) el movimiento del medio es levemente descendente. Por otro lado si se estudia el bloque inferior, vemos que los desplazamientos son generalmente hacia abajo en zonas cercanas a la falla y con un poco de inclinación vertical en lugares cercanos al borde superior de la falla, mientras que mas a mayor distancia es casi nulo [figura 4.2].

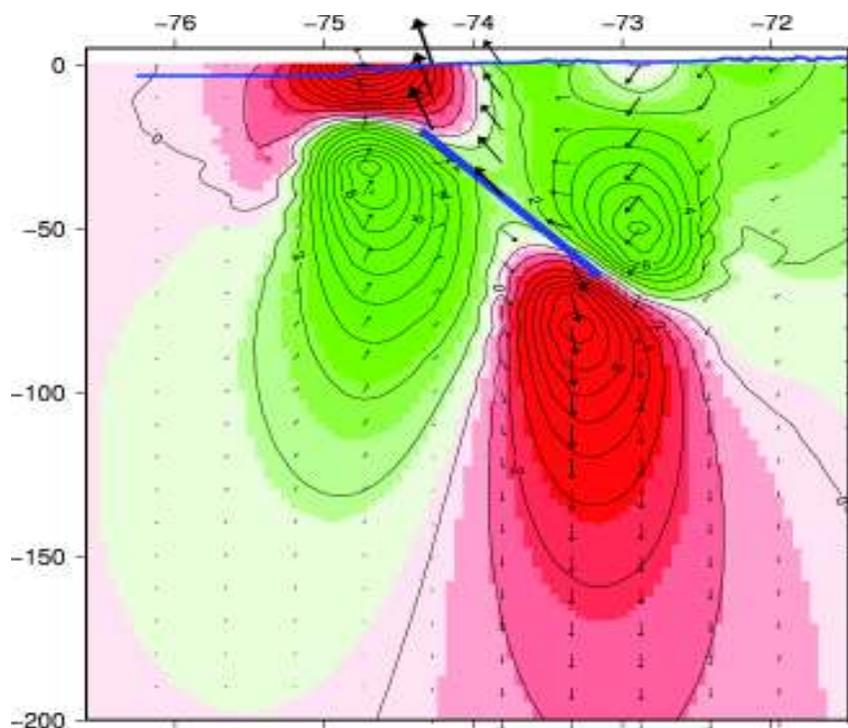


FIGURA 4.2: Campo de desplazamiento y deformación en la fase cosísmica. El eje vertical representa distancia en escala de kilómetros, mientras que el eje horizontal representa distancia en escala de grados oeste. La dirección y magnitud de los desplazamientos están representados por flechas, mientras que la deformación en zonas de color rojo o verde. En verde la dilatación y en rojo la compresión. La recta azul representa un corte transversal del plano de falla. La batimetría se encuentra representada por una franja azul superficial representando un corte transversal realizado a los 40°S .

Ahora, al analizar el campo de deformación que afecta al medio y el campo de fuerzas que actúa sobre los fluidos durante el periodo cosísmico [figura 4.3] se observa que existen dos zonas donde la deformación es extensiva máxima, de color verde, y otras dos zonas donde es compresiva de color rojo. El emplazamiento de estas regiones está determinado por la geometría del plano de falla, principalmente por la ubicación y ancho de la falla.

Si se asume que dentro de la corteza existen fluidos libres o dentro de reservorios, en esta fase se observa que debido a las deformaciones se crearían zonas de mayor dilatación hacia donde la fuerza impulsaría a dichos fluidos a desplazarse desde zonas de compresión o de menor dilatación.

Por otro lado, dentro de este mismo análisis, se observa un sector más superficial en los primeros 10 kilómetros, alrededor de los -72° donde la fuerza que afectaría a los fluidos sería netamente vertical la cual, por ubicación, estaría asociada al ascenso de magma a través de centros volcánicos ubicados sobre esa longitud.

Se observan también zonas de dilatación cercanas a la costa, sin embargo considerando que en esta zona no existe evidencia de una conexión a superficie que pudiera permitir una emigración de fluidos al exterior, no se considera en el análisis.

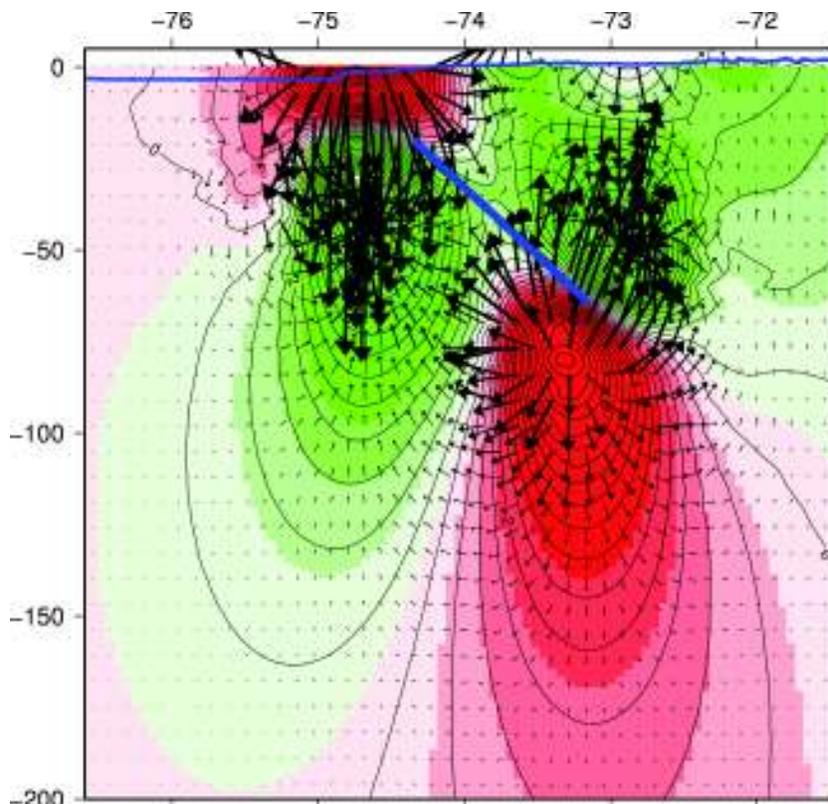


FIGURA 4.3: Campo de fuerza y deformación en la fase cosísmica. El eje vertical representa distancia en escala de kilómetros, mientras que el eje horizontal representa distancia en escala de grados oeste. La dirección y magnitud de la fuerza están determinadas por flechas, mientras que la deformación por zonas de color rojo o verde. En verde dilatación y en rojo compresión. La recta azul representa un corte transversal del plano de falla. La batimetría se encuentra representada por una franja azul superficial representando un corte transversal realizado a los 40°S .

4.1.2 Fase Intersísmica

Ahora, utilizando como geometría de la fuente dos planos paralelos homogéneos con deslizamiento opuesto para representar el periodo INTERSISMICO, se observa que los desplazamientos en los primeros kilómetros son completamente opuestos a los observados en el periodo cosísmico [figura 4.4]. En este proceso se aprecia que el tramo que corresponde a la parte elástica de la placa oceánica (primeros 25 kilómetros), asumida como el bloque de materia que empuja bajo la placa continental, desciende produciendo empuje sobre el borde de la placa menos densa, provocando que la superficie de esta tienda a descender. En zonas más lejanas al borde de la placa, aproximadamente entre los -72° y -73° , se puede ver que los desplazamientos son casi verticales hacia la superficie, lo que indicaría que en zonas pertenecientes al arco volcánico el medio tendería a ascender. Además, la porción de material que subducta bajo la placa continental, que se encuentra entre ambos planos tiende a descender con un ángulo igual a la inclinación de los planos, pero con desplazamiento mayor desde los -73° hacia el este.

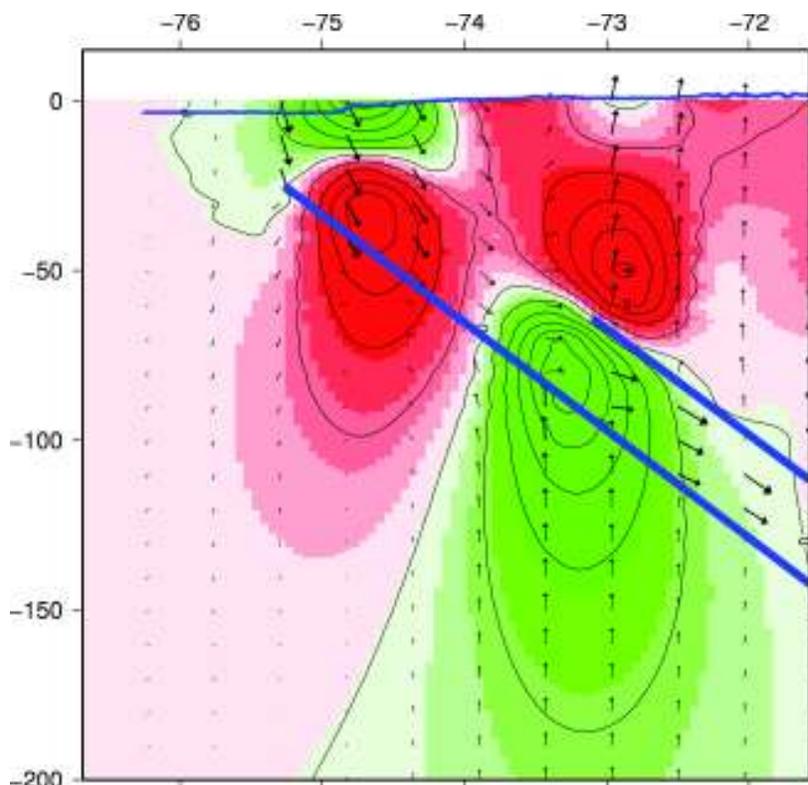


FIGURA 4.4: Campo de desplazamiento y deformación en la fase intersísmica. El eje vertical representa distancia en escala de kilómetros, mientras que el eje horizontal representa distancia en escala de grados oeste. La dirección y magnitud de los desplazamientos están representados por flechas, mientras que la deformación en zonas de color rojo o verde. En verde la dilatación y en rojo la compresión. Las rectas azules representan el corte transversal de los planos de falla que delimitan el volumen de corteza oceánica que subduce bajo la placa continental. La batimetría se encuentra representada por una franja azul superficial representando un corte transversal realizado a los 40°S .

Se advierte que al igual que durante el periodo cosísmico, el campo de deformación determina dos zonas de dilatación (color verde) y dos zonas de compresión (color rojo). El patrón de deformación muestra que estas zonas están delimitadas principalmente por los bordes de planos que representan el periodo intersísmico. El plano mayor produce dilatación por sobre él y compresión por debajo, mientras que el plano menor genera compresiones por sobre él y

dilataciones por debajo de él [figura 4.5].

Asumiendo nuevamente que dentro de la corteza existen fluidos libres o dentro de reservorios de cualquier tamaño o naturaleza, el campo de fuerza tendería a empujar los fluidos desde zonas de mayor compresión a otras de menor y por lo tanto el esquema muestra que principalmente en áreas donde en el periodo cosísmico presentaba compresión, ahora vemos que existe dilatación y en zonas que se presentaba dilatación se observa el comportamiento opuesto. Se aprecia una zona de compresión desde antes de los -72° hasta aproximadamente los -74.5° , sin embargo existe un tramo hasta los -73° donde la compresión disminuye. No obstante, dentro de este intervalo superficial después de los -72° existe una pequeña zona donde la compresión aumenta notablemente, lo que indicaría que debido a esa reacción los fluidos serían dirigidos hacia profundidad en dicha zona, mientras que en el periodo cosísmico esa es un área de dilatación y por lo tanto la fuerza sería dirigida hacia la superficie. Al mismo tiempo, además de esta pequeña fuerza de descenso se advierte una fuerza de ascenso un poco mayor desde aproximadamente los 50 km (-73°) de profundidad que afectaría a los fluidos en zonas de volcanes las cuales tendería a equilibrarse alrededor de los 15 a 20 km de profundidad, entre los -72° y -73° , por lo que se tendería a reconocer como una zona propicia para la formación de reservorios relacionados con la actividad volcánica de dicha zona.

A su vez, en el periodo intersísmico se observa que los fluidos almacenados entre los 20 km y 60 km de profundidad (-73°) durante periodo cosísmico y posiblemente otros magmas generados en la zona de fusión parcial, son expulsados de dicha zona de retención debido a una constante fuerza compresiva que los afecta y serían direccionados principalmente a regiones más profundas.

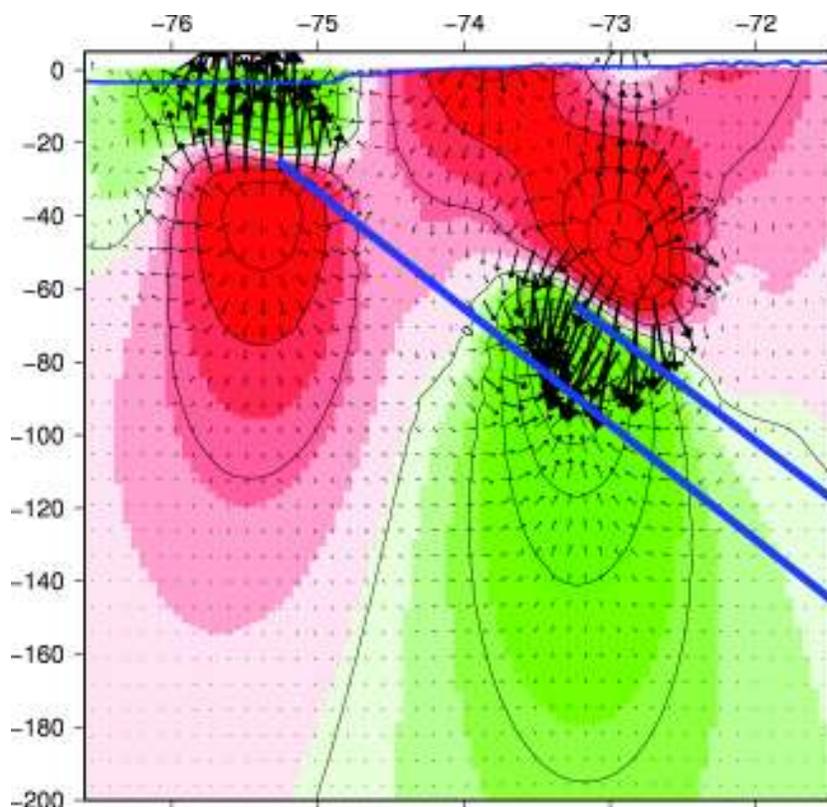


FIGURA 4.5: Campo de fuerza y deformación en la fase intersísmica. El eje vertical representa distancia en escala de kilómetros, mientras que el eje horizontal representa distancia en escala de grados oeste. La dirección y magnitud de la fuerza están determinadas por flechas, mientras que la deformación compresiva en zonas de color rojo y la deformación extensiva en verde. Las rectas azules representan el corte transversal de los planos de falla que delimitan el volumen de corteza oceánica que subduce bajo la placa continental. La batimetría se encuentra representada por una franja azul superficial representando un corte transversal realizado a los 40° S.

4.2 Interpretación de resultados y discusión

[19]Moreno *et al.* (2009) implementaron un modelo 3D FEM, utilizando datos de desplazamiento y deformación en la zona de ruptura del terremoto de 1960, para analizar el rol de la geometría en la estimación del slip en grandes terremotos. Dichos datos fueron recopilados por [20]Plafker & Savage (1970) y también usados por [17]Barrientos & Ward (1990).

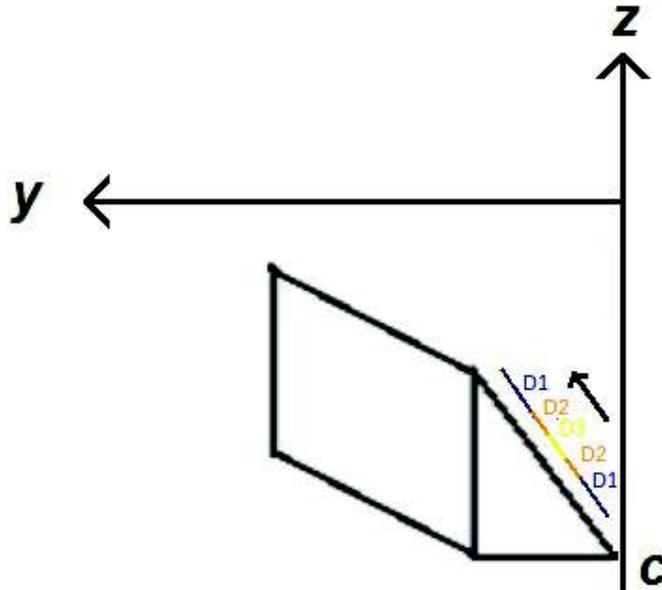


FIGURA 4.6: Corte transversal A-A al plano de falla heterogéneo mostrado en la imagen izquierda de la [figura 4.7], determinado por el modelo de inversión utilizado por Moreno. Esta geometría heterogénea es usada para calcular el campo de deformaciones y fuerza mostrados en la [figura 4.7] derecha y [figura 4.8] inferior.

Según los resultados, se encontraron dos áreas de parches principales dentro del plano de falla. El parche más pequeño y de menor magnitud se encuentra en la región sur de la falla entre los 43°S y 45.5°S, mientras que el parche principal, al norte de la falla, se caracteriza por poseer los mayores desplazamientos, dentro de lo que destaca el máximo ubicado a los 40.5°S por un valor estimado de 40 m. Coincidentemente esta latitud es la misma en la ubicación del volcán Puyehue, que entró en erupción dos días después de ocurrido el terremoto de 1960. Inspirados en entender si existe alguna influencia relacionada con la ubicación del volcán respecto al parche de mayor desplazamiento se implementó el modelo desarrollado en esta tesis con el fin de establecer las deformaciones del medio y el comportamiento del fluido, influenciado por las fuerzas debido a dichas deformaciones. Se establecieron dos análisis para interpretar el comportamiento. En primer lugar se utilizó un modelo de geometría plana con desplazamiento homogéneo en la falla en vista de corte y por otro lado, con desplazamientos diferenciados, simulando los desplazamientos obtenidos por Moreno mediante planos de distinto tamaño y magnitud, en vista de planta y corte transversal sobre los 40.5°S [figura 4.6].

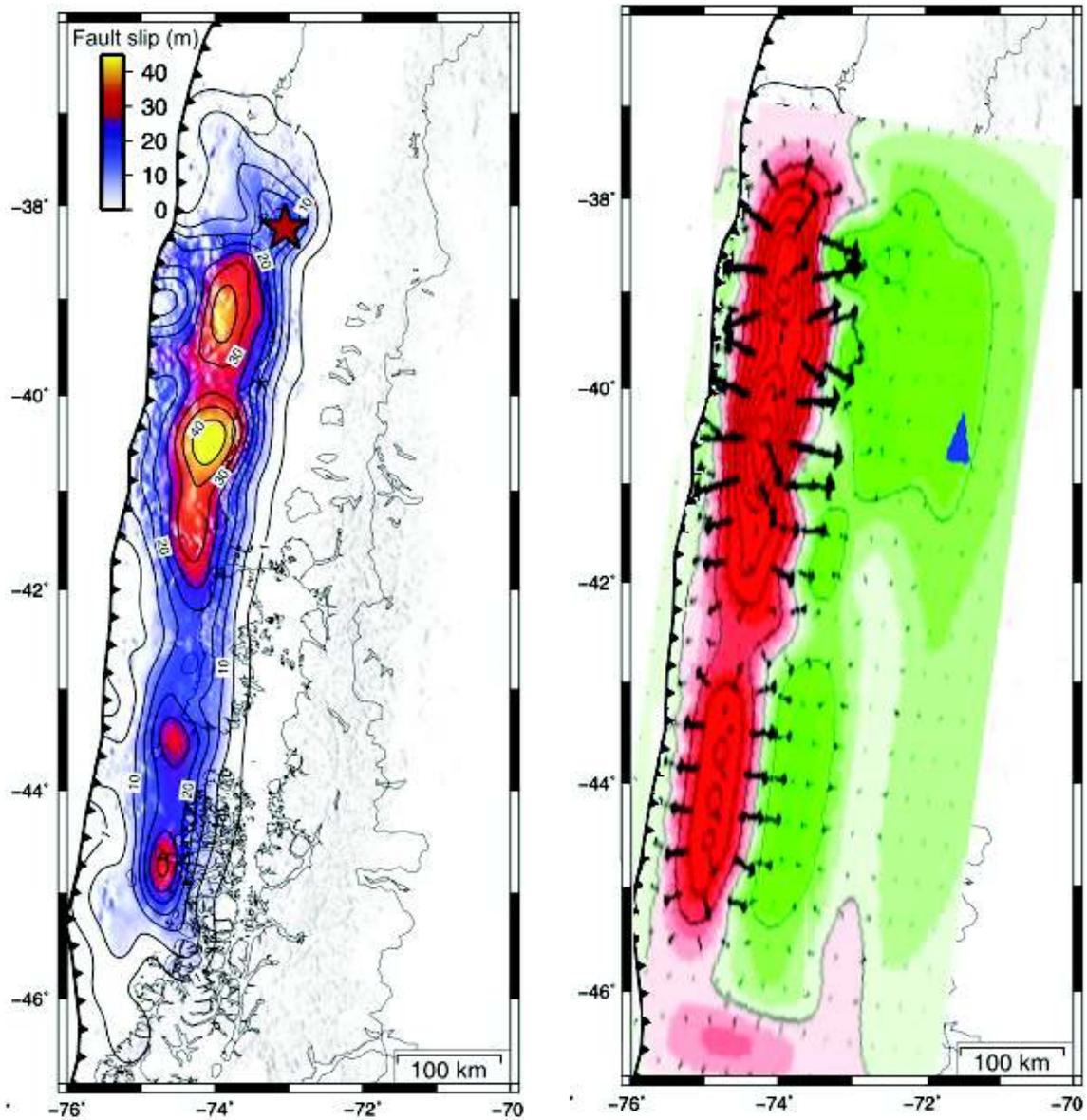


FIGURA 4.7: Relación entre los parches de distinto slip obtenidos por Moreno gracias al modelo 3D FEM (izquierda) y deformaciones obtenidas mediante la implementación de nuestro modelo (derecha). Las zonas de compresión son caracterizadas por el color rojo, mientras que las tensionales en color verde. El volcán Puyehue se encuentra señalado por medio de un triángulo azul.

Al mostrar las deformaciones [figura 4.7] en una vista total de la falla se observa que el volcán Puyehue se emplaza dentro de la zona de mayor deformación. A su vez, se observa que desde el plano de falla, las fuerzas producto de estas deformaciones son mayores frente a esa zona del arco volcánico, sin embargo bajo el mismo volcán, a pesar que las deformaciones son tensionales de mayor magnitud que en otros lugares, el campo de fuerzas es menor que en otras zonas.

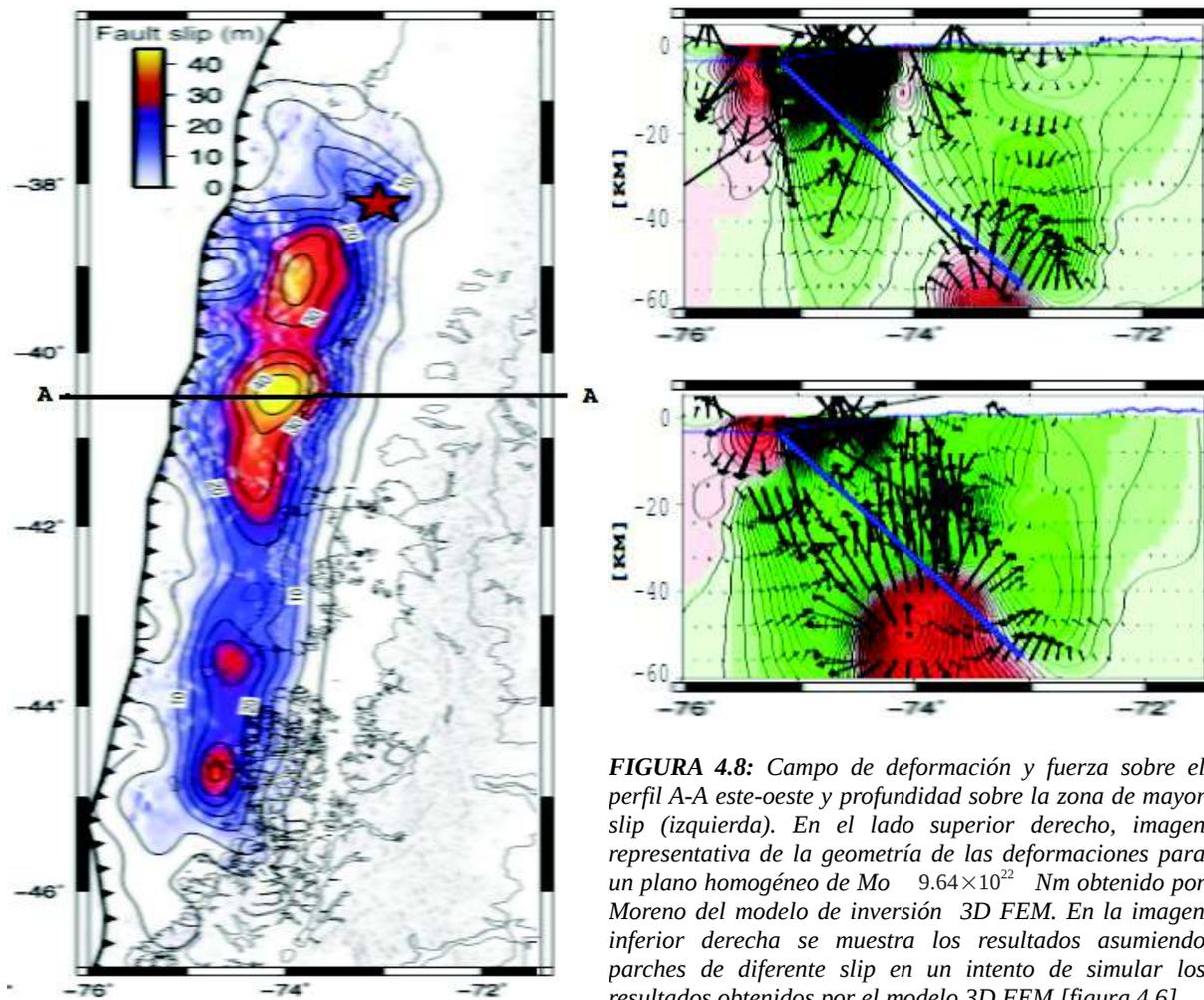


FIGURA 4.8: Campo de deformación y fuerza sobre el perfil A-A este-oeste y profundidad sobre la zona de mayor slip (izquierda). En el lado superior derecho, imagen representativa de la geometría de las deformaciones para un plano homogéneo de $M_0 = 9.64 \times 10^{22}$ Nm obtenido por Moreno del modelo de inversión 3D FEM. En la imagen inferior derecha se muestra los resultados asumiendo parches de diferente slip en un intento de simular los resultados obtenidos por el modelo 3D FEM [figura 4.6].

Analizando lo que ocurre en profundidad se observa que el comportamiento debido a un plano homogéneo presenta los mismo resultados que fueron analizados en la sección anterior [figura 4.7], solamente cambia la profundidad de la zona de máxima dilatación donde se supone sería el lugar hacia donde se dirigirían los fluidos, tomando una profundidad máxima de 55 km (-73°), puesto que según los resultados de Moreno, sería la mayor profundidad alcanzada por el parche. Por lo tanto, como se puede ver el campo de deformaciones es similar y solamente está limitado por la geometría del plano de falla. Ahora, al estudiar que ocurre al considerar una falla no homogénea, se observa que se producen dos zonas hacia donde se dirigirían las fuerzas. La mayor de ella se encontraría a menos profundidad, entre los 10 y 30 km aproximadamente, entre los -73° y -74° , y sería un resultado de la no homogeneidad del plano de falla en la realidad (imagen inferior derecha [figura 4.8]). La segunda región, estaría directamente relacionada con el borde inferior del plano de falla, así como lo vimos en la imagen superior derecha de la [figura 4.8], sin embargo el campo de fuerza sería menor debido a que la mayor magnitud está aproximadamente al centro de dicho plano, caracterizado por una variación del desplazamiento en algunas zonas del plano de falla.

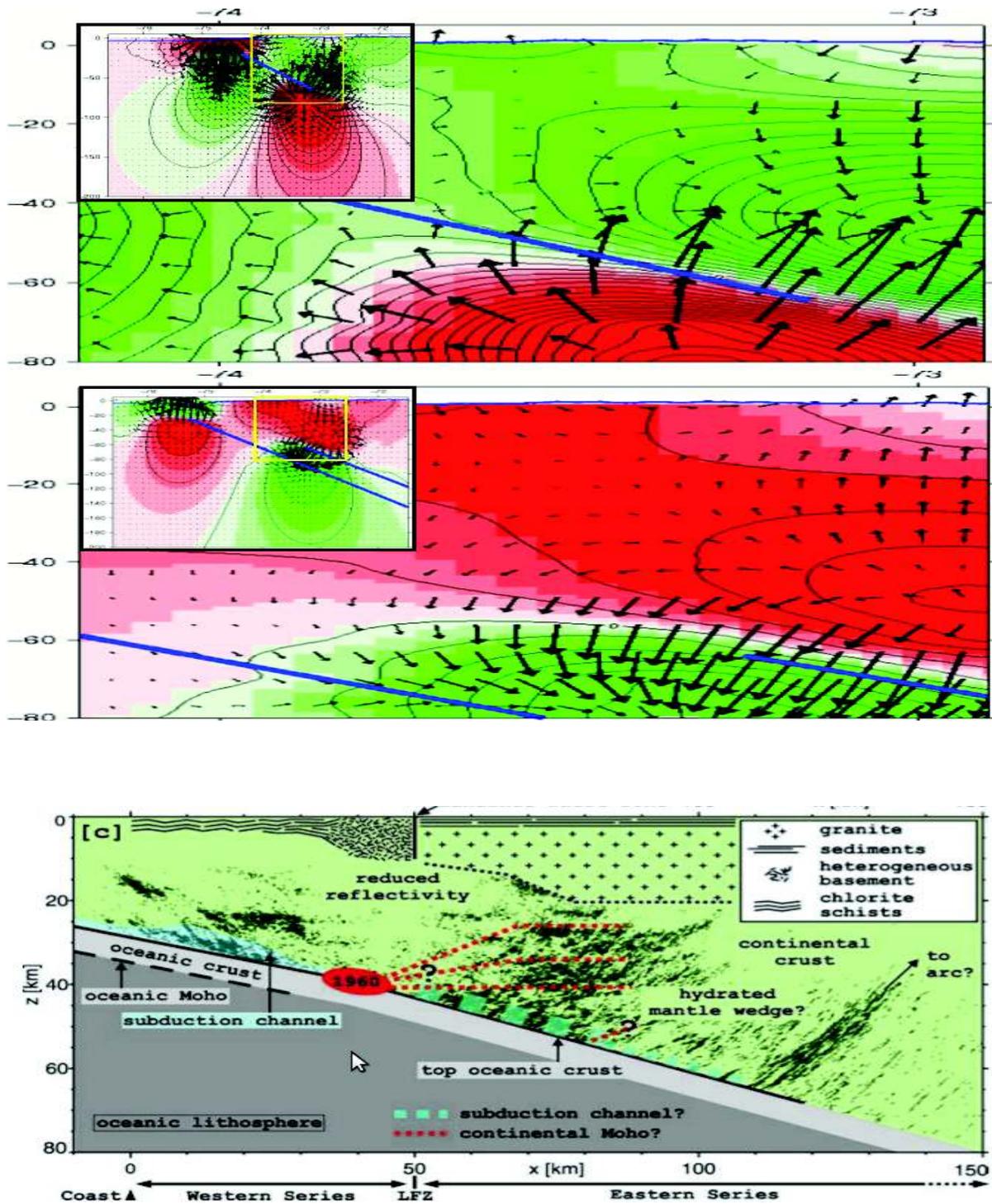


FIGURA 4.9: Sección del perfil transversal obtenido del modelo, coincidente con el perfil realizado por el proyecto TIPTEQ a la altura del epicentro del terremoto de 1960. La primer imagen corresponde al campo de fuerza y deformaciones del periodo cosísmico, mientras que la segunda corresponde al periodo intersísmico. La tercera imagen pertenece al perfil de reflexión sísmica obtenido por el proyecto.

Así se observa que considerando esta última geometría, la emigración directa hacia el área de los volcanes sería menos intensa ya que las fuerzas principales no irían en ese sentido, así también bajo el mismo arco, sin embargo esto no quita que una fuerza importante aun siga actuando en su dirección. Por lo tanto este es un tema a dejar en discusión ya que pueden influir otros factores de naturaleza diferente que requiera de un tipo de análisis diferente, además del comportamiento elástico del medio.

Por otro lado, de acuerdo a los resultados de reflexión sísmica realizada por el proyecto TIPTEQ (2008) se reconocen zonas de alta reflectividad que se encuentran a distinta profundidad, dentro de las cuales, la segunda y tercera mas profundas sería posible relacionarlas con nuestros resultados.

Entre los 20 y 50 km de profundidad aproximadamente, a 80 km de la costa, se observa una estructura horizontal en la placa superior, por sobre el plano de falla (imagen inferior [figura 4.9]). A su vez, en este mismo lugar nuestro modelo muestra una zona de mayor dilatación en el perfil de la imagen inferior derecha de la [figura 4.8], hacia donde serían conducidos los fluidos durante el periodo cosísmico. Esto sería atribuible principalmente a la heterogeneidad de los slip del plano de falla, donde a poca profundidad presenta dilataciones mayores que a profundidades mayores. [21]Groß et al. (2008) dentro de las posibles explicaciones, interpreta la gran reflectividad de esta zona como la consecuencia de existir fluidos atrapados justo bajo el granito lo que coincidiría en parte con nuestra explicación dada.

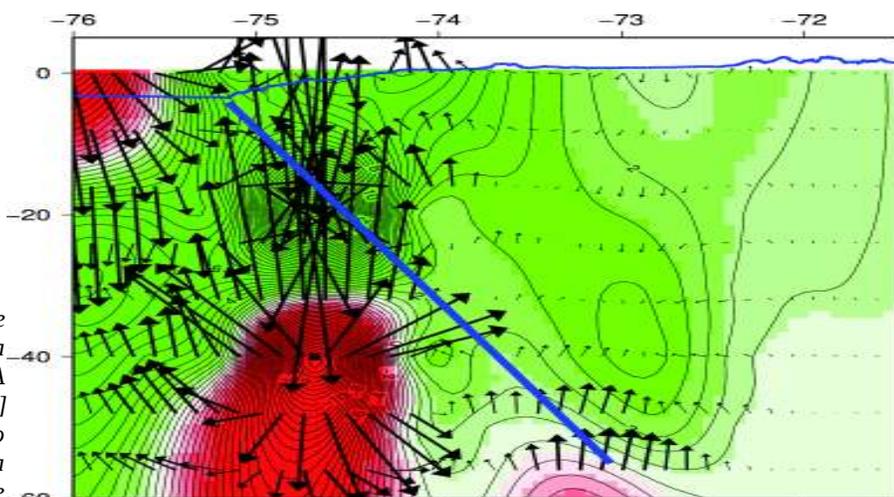


FIGURA 4.10: Campo de deformación y fuerza sobre la sección transversal A-A mostrado en [figura 4.8] para la geometría de plano de falla heterogénea [figura 4.6], con ángulo de buzamiento igual a 10° .

Finalmente, acerca de la tercera división comprendida entre los 40 y 70 km, entre los 110 km y 140 km desde la costa, de profundidad se especula que este claro reflector estaría relacionado a una posible trayectoria de ascenso para los fluidos hacia el arco volcánico. Desde este punto de vista vemos que nuestro modelo presentaría una zona de alta dilatación y por lo tanto una zona hacia donde serían impulsados los fluidos durante el periodo cosísmico (imagen superior [figura 4.9]) que calza perfectamente con la región de alta reflectividad que se menciona en el paper, y desde donde en el período intersísmico estos fluidos serían continuamente expulsados debido a una fuerte compresión que existiría en ese lugar (imagen media [figura 4.9]).

Además, dentro de la teoría de volcanes, los fluidos que continuamente estarían ingresando a esa zona correspondería en parte a material magmático, fundido a profundidades mayores

producto de la subducción, como se mencionó antes.

Cuando comparamos los resultados de dilatación volumétrica obtenidos para la zona bajo el volcán Puyehue calculamos un valor de 22.31μ para el modelo de geometría plana ([figura 4.8] superior). Ahora si calculamos la dilatación volumétrica para el modelo de geometría heterogénea obtenido por Moreno ([figura 4.8] inferior) en la misma zona nos entrega un valor de 20.24μ , menor al calculado con un plano homogéneo. Por otro lado, si hacemos una variación del ángulo de subducción utilizando un buzamiento de 10° y un plano de falla heterogéneo, vemos que el valor determinado para la deformación volumétrica en esta misma zona es de 18.52μ , lo que es menor a los valores obtenidos con anterioridad [figura 4.10]. Respecto a esto, se puede inferir una vez más sobre la importancia de la geometría del plano de falla utilizado. Cabe destacar que dentro de la bibliografía mencionada [4]Walter & Amelung (2010) obtuvieron un valor de 28μ para esta misma zona. Como vemos, los valores presentan una diferencia de 7μ aproximadamente, lo que nos lleva a reflexionar sobre la buena aproximación que entregan los modelos a pesar de ser de naturalezas muy distintas.

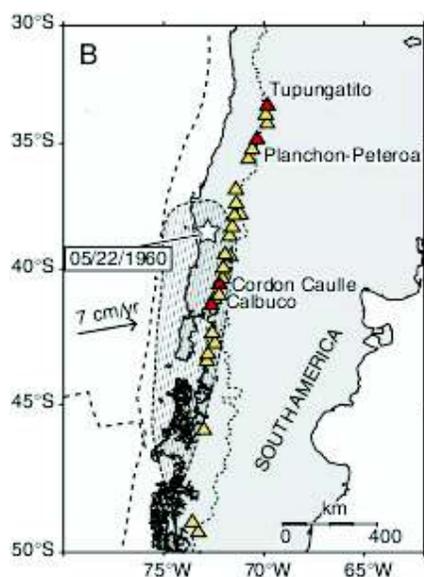


FIGURA 4.11: Ubicación del gran terremoto de Valdivia 1960 con volcanes históricamente activos ubicados en cercanía de la zona de fractura. En rojo, volcanes que presentaron actividad eruptiva dentro de un periodo de tiempo de tres años aproximadamente luego del terremoto.

Las escalas de tiempo en que podría gatillarse la erupción de un volcán en zonas cercanas al epicentro son difícil de inferir ya que como se dijo anteriormente es necesario considerar aspectos distintos que se encuentran fuera del trabajo de esta tesis. Sin embargo vemos una fuerte influencia de las deformaciones a profundidad y bajo el volcán. Analizando la situación del volcán Puyehue, vemos que el hecho de entrar en actividad eruptiva dos días después del terremoto de Valdivia de 1960 podría estar asociado a la ubicación cercana que tiene respecto al parche de mayor desplazamiento y por lo tanto, valores de dilatación volumétrica mayores. Sin embargo, la evidencia histórica muestra que luego de este terremoto hubo una serie de volcanes que desencadenaron erupción, además del volcán Puyehue, durante un periodo de tres años aproximadamente, dentro de los cuales se encuentran el volcán Planchón Peteroa y Tupungatito en julio de 1960 y nuevamente entre los años 1961-1962, el volcán Calbuco ocho meses después del terremoto y el Villarica en febrero de 1963 [4]Walter & Amelung (2010).

Con esta información se podría pensar que existe una relación directa entre la ubicación del

volcán respecto al plano de falla y el tiempo necesario para detonar una erupción [figura 4.11]. Por lo tanto, haciendo el ejercicio de ubicarlos dentro de una escala de tiempo cronológica vemos que en este sentido el volcán Puyehue se encontraba en las condiciones más favorables para hacer erupción en un corto tiempo como así ocurrió. Luego correspondería el Planchón y Tupungatito, sin embargo estos se encuentran fuera del plano de falla y a 350 km de distancia de la zona de fractura, por lo que se podría haber esperado una erupción dentro de una escala de tiempo mayor. Por otro lado dentro de los registros históricos de sismos importantes se encuentra el terremoto de Concepción de Ms 7.5, el día 21 de mayo de 1960 precediendo al evento de Valdivia, permitiendo razonar una posible relación de este evento con la actividad eruptiva de los volcanes Planchón Peteroa y Tupungatito. Luego, la erupción del volcán Calbuco ocho meses después del terremoto de Valdivia, podría relacionarse directamente con este sismo, sin embargo dentro de las explicaciones que se podría encontrar a esta tardía acción es que quizás sus condiciones no eran lo suficientemente favorables, ya que se encontraba frente a una zona dentro de la falla de menor desplazamiento y por lo tanto sus valores de dilatación volumétrica sería un tanto menor y tomaría un tiempo mayor en propagar diques o fisuras que puedan favorecer la migración de fluidos, en primera instancia. Finalmente, el volcán Villarrica, ubicado cercano al epicentro, por lo tanto en la zona más septentrional del plano de falla entró en actividad eruptiva aproximadamente tres años luego del terremoto. A pesar de que en dicha zona la dilatación volumétrica bajo los volcanes es menor, no deja de ser importante y por lo tanto se hubiera esperado actividad eruptiva en un tiempo menor. Sin tener una respuesta inmediata para explicar este acontecimiento, nuevamente esperaríamos una explicación desde el punto de vista del comportamiento de los fluidos o de la actividad propia del volcán.

Finalmente, a modo de ejercicio se calculó el volumen de gases posiblemente emitidos durante la erupción del volcán Puyehue. De acuerdo a la teoría de cálculo vectorial, es posible calcular el volumen interno delimitado por la superficie de un cuerpo mediante la integral de volumen (4.1).

$$V = \iiint \nabla \cdot \vec{u} dV \quad (4.1)$$

Donde \vec{u} para nosotros es el vector desplazamiento y $\nabla \cdot \vec{u}$ es la divergencia del desplazamiento o dilatación volumétrica, ambos determinados gracias a las ecuaciones de Okada. Por lo tanto como ya conocemos el valor de la divergencia dentro de los puntos de una grilla volumétrica, es posible obtener el volumen total dentro de esta grilla mediante la forma discreta (4.2)

$$V = \sum \nabla \cdot \vec{u} \cdot V_{cubo} \quad (4.2)$$

Donde los vértices del cubo están definidos por los puntos de la grilla. De esta forma se calculó el volumen de los gases emitidos por el volcán asumiendo una profundidad de 5 km ya que según la teoría las cámaras magmáticas superficiales no alcanzan profundidades mayores a esa y un diámetro de 10 km para cubrir por completo la base y tomar en gran parte la zona de mayor dilatación bajo el volcán (cercano a los 72° en [figura 4.8] inferior). Así el valor obtenido para una posible emisión de SO_2 es de $1.181 \times 10^7 m^3$ o de $3.6 \times 10^4 ton$ asumiendo una densidad de $3.049 kg/m^3$ en el punto de ebullición [22] *Enciclopedia Airliquide*.

Capítulo 5

Conclusión

En este trabajo se estudio el efecto del campo de deformaciones y desplazamientos internos que afectarían a fluidos dentro de la corteza y en zonas vecinas al arco volcánico durante el ciclo sísmico, especialmente el impacto de terremotos de gran magnitud durante el periodo cosísmico. Para ello se implementó un modelo matemático basado en la programación de las ecuaciones de Okada en tipos de fuente rectangular homogéneo. Se comenzó por realizar modelaciones ficticias, para posteriormente utilizar variables de entrada de un terremoto real y finalmente comparar los resultados con publicaciones relacionadas.

Los resultados obtenidos del modelo dejan en evidencia el impacto que produce la subducción de la placa oceánica bajo la continental a nivel de deformación de la corteza, cuyas variaciones actuarían directamente sobre los fluidos haciendo que estos se desplacen desde zonas de mayor presión a otras de menor.

Durante el periodo cosísmico, se observa en zonas bajo el arco volcánico una fuerza de ascensión que se ejerce sobre los fluidos proveniente desde la corteza más superficial, lo que concordaría con el aumento de la actividad volcánica evidenciada en algunos centros luego de ocurrido un terremoto en cercanías de hasta cientos de kilómetros del volcán. Mientras tanto, en la fase intersísmica las fuerzas impulsarían a los fluidos a descender a zonas mas profundas, disminuyendo la actividad eruptiva resultante del campo de deformaciones internas.

Inicialmente se utilizó un modelo de geometría plana y slip homogéneo donde principalmente se observó una zona de alta deformación tensional, relacionada con el borde inferior del plano, que se podría evidenciar en datos de reflectividad sísmica del proyecto TIPTEQ designada como una posible trayectoria de ascenso de fluidos hacia el arco volcánico. Sin embargo al considerar un plano de slip heterogéneo se aprecia la aparición de una nueva zona altamente dilatada ubicada a profundidades menores, disminuyendo el protagonismo de la deformación más profunda, ya que desde el punto de vista de la fuerza, en esta zona sería mayor y por lo tanto la mayor parte de los fluidos sería dirigido en esa dirección. Así, desde el punto de vista de la geometría vemos que esta nueva región de formación está relacionada con la existencia de pequeños planos de slip de mayor magnitud o mejor dicho con una distribución heterogénea del slip. Este último perfil es el que mejor calza con los resultados obtenidos por el proyecto TIPTEQ, por lo tanto nos entrega una visión más realista de lo que pasa en el interior de la corteza.

Tomando en cuenta los comentarios anteriormente expuestos se puede concluir que principalmente tanto las variaciones del deslizamiento como el tamaño de sus respectivos planos, juegan un rol importante en la distribución del campo de deformaciones, llegando a generar nuevas zonas de deformaciones que influyan de manera significativa en el direccionamiento de los fluidos,

gracias al efecto de borde de los nuevos planos de deslizamiento que actúan sobre el medio próximo.

Los valores de strain obtenidos para el terremoto de Valdivia de 1960 son del mismo orden y bastante parecidos a los obtenidos por [4] *Walter & Amelung (2010)* y por lo tanto nos entrega mayor confiabilidad sobre los resultados de esta tesis.

Al intentar determinar una escala de tiempo para una eventual erupción, es posible pensar que la magnitud de la dilatación directamente podría favorecer la propagación de fisuras o diques que permitan la migración de fluidos. Sin embargo, es algo difícil de comprobar ya que los registros no han mostrado una tendencia clara hacia esta acción. Por lo tanto, considerando sólo este punto de vista es difícil determinar el tiempo que tardaría en presentar actividad eruptiva un volcán que se encuentre perturbado por dilataciones presentes en su entorno.

Por lo tanto, se puede concluir que el modelo entrega una buena primera aproximación del comportamiento de los fluidos durante el ciclo sísmico, a pesar que solo considera los aspectos elásticos del medio. Quizás una ampliación del análisis asumiendo una descripción en base a la mecánica de fluidos y termodinámica nos permitiría mejorar el modelo y entregaría un acercamiento aun más realista de los procesos volcánicos previos a una erupción de estas características.

Se pudo ver que además de calcular el campo de deformaciones y su correspondiente campo de fuerzas, el modelo puede tener otras aplicaciones basándonos en estos mismos parámetros. Así es como calculando la dilatación volumétrica fue posible obtener un valor aproximado de SO_2 emitido durante una erupción.

En conclusión, el campo de deformación del medio en zonas cercanas al volcán entrega un aporte significativo al movimiento de fluidos dentro de la corteza y por lo tanto podría desencadenar en un eventual gatillamiento de una erupción.

Referencias

- [1] *Barrientos S.* (1994) Large Thrust Earthquake and Volcanic Eruption. *Pageoph*, Vol. 142: 225-237
- [2] *Watt S, Pyle D. y Mather T.* (2008) The influence of great earthquake on volcanic eruption rate along the Chilean subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 277: 399–407
- [3] *Eggert S. & Walter T.* (2008) Volcanic activity before and after large tectonic earthquake: Observations and statistical significance. *Tectonophysics*, Vol. 471: 14-26
- [4] *Walter T. & Amelung F.* (2010) Volcanic eruptions following $M \geq 9$ megathrust earthquakes: Implications for the Sumatra-Andaman volcanoes. *Geological Society of America, Geology* 2007, Vol. 35: 39-542
- [5] *Kanamori H. & Cipar J.* (1974) Fault geometry, in *Stein S. & Wysession M.* (2003) A introduction to seismology, earthquakes and Earth structure. Blackwell Publishing: 217-219
- [6] *Eakins P. R.* (1987) Fault geometry, in *Stein S. & Wysession M.* (2003) A introduction to seismology, earthquakes and Earth structure. Blackwell Publishing: 217-219
- [7] *Okada Y.* (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Seismological Society of America*, Vol. 82: 1018-1040
- [8] *Steketee J. A.* (1958) Point Source, in *Okada Y* (1992) Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Seismological Society of America*, Vol. 82: 1020-1024
- [9] *Reid H. F.* (1911) Earthquake, in *Turcotte D. & Schubert G.* (2002) *Geodynamics*. Cambridge: 350-355
- [10] *Yeat et al.* (1997) Earthquake geodesy, in *Stein S. & Wysession M.* (2003) A introduction to seismology, earthquakes and Earth structure. Blackwell Publishing: 251-263
- [11] *Savage J. C.* (1983) Earthquake geodesy, in *Stein S. & Wysession M.* (2003) A introduction to seismology, earthquakes and Earth structure. Blackwell Publishing: 251-263
- [12] *Sleep N. H.* (1974) Generación de magma en la litósfera, in *Araña J. & Marti J.* (1993) *La volcanología actual*, CSIC: 40-51

- [13] *Sleep N. H.* (1988) Generación de magma en la litósfera, in *Araña J. & Marti J.* (1993) La volcanología actual, CSIC: 40-51
- [14] *Bruce P. M & Huppert H. E* (1989) Pérdida de calor de magma en diques, in *Araña J. & Marti J.* (1993) La volcanología actual, CSIC: 61-62
- [15] *Tait et al.* (1989) Reservorios de magmas superficiales, in *Araña J. & Marti J.* (1993) La volcanología actual, CSIC: 62-67
- [16] *Lofgren et al.* (1981) Segregación de volátiles magmáticos, in *Araña J. & Marti J.* (1993) La volcanología actual, CSIC: 70-71
- [17] *Barrientos S. & Ward S.* (1990) The 1960 Chile earthquake: inversion for slip distribution from surface deformation. *Geophys. J. Int.* Vol. 103: 589-598
- [18] *Kanda R. & Simons M.* (2010) An elastic plate model for interseismic deformation in subduction zones. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 115: B03405
- [19] *Moreno et al.* (2009) Impact megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical research letters*, Vol. 36: L16310
- [20] *Plafker & Savage* (1970) Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America* , No 81: 1001-1030.
- [21] *Groß et al.* (2008) The reflection seismic survey of project TIPTEQ—the inventory of the Chilean subduction zone at 38.2° S. *Geophys. J. Int.* Vol. 172: 565-571
- [22] *Enciclopedia Airliquide*
<http://encyclopedia.airliquide.com/encyclopedia.aspGasID=27&LanguageID=9&CountryID=19>

Anexo A.

A.1. Script modelo de Okada

```

%% Dilatación volumétrica debido a una falla finita homogénea
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%% Variables de entrada para modelar el terremoto de Valdivia
Mo=9.64*1e22;
slip=112*pi/180;
dip=20*pi/180;
strike=0*pi/180;
l=850*1000;%579.927*1000;
c=64.5*1000;%62.428*1000;
c1=20*1000;
w=(c-c1)/sin(dip);
A=Mo/(3*1e10*l*w);
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%
mhu=3*1e10;
lambda=3*1e10;
alpha=(lambda+mhu)/(lambda+2*mhu);
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
%
x1=250*1000;
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
Ymax=300*1000;
Ymin=-150*1000;
deltaY=-40*1000;
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%
Zmax=0*1000;
Zmin=-150*1000;
deltaZ=10*1000;

```

```

%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% %%%%%%%%%%
%
%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%%% %%%%%%%%%%
%
for tip=1:2
    if tip==1
        tipo='stk';
    elseif tip==2
        tipo='dip';
    end
    k1=0;
    for y1=Ymax:deltaY:Ymin
        for z=Zmin:deltaZ:Zmax
            y=x1*sin(strike)+y1*cos(strike);
            x=x1*cos(strike)-y1*sin(strike);

            for k=[z -z]
                d=c-k;
                p=y*cos(dip)+d*sin(dip);
                q=y*sin(dip)-d*cos(dip);
                shi1=x-l;
                shi2=x;
                etha1=p-w;
                etha2=p;

            i1=0;
            for i=[shi1 shi2]
                for j=[etha1 etha2]
                    R=sqrt(i^2+j^2+q^2);
                    Y=j*cos(dip)+q*sin(dip);
                    D=j*sin(dip)-q*cos(dip);
                    C=D+k;
                    S=comp(R,i,j,dip,q,k);
                    K=sub(R,D,i,q,S(4),dip,Y);
                    J=jotas(R,i,Y,D,K(1),K(2),K(4),S(4),dip);
                    L=sud_2(R,Y,D,C,S(1),S(2),S(5),S(7),S(9),dip,q,k,i);
                    N=sud_3(R,Y,D,C,S(1),S(2),S(5),S(7),S(9),dip,q,k,i);

                    switch lower (tipo)

```

```

case {'stk'}
    U=A*cos(slip);
    fa1=-((1-alpha)/2)*q*S(4)-(alpha/2)*i^2*q*S(5);
    fb1=i^2*q*S(5)-((1-alpha)/alpha)*J(1)*sin(dip);
    fc1=(1-alpha)*S(8)*cos(dip)-alpha*q*S(9);

    ka2=(alpha/2)*L(1);
    kb2=-L(1)+((1-alpha)/alpha)*((1/R)+J(5))*sin(dip);
    kc2=2*(1-alpha)*((D/R^3)-S(8)*sin(dip))*sin(dip)-
(Y/R^3)*cos(dip)-alpha*(((C+D)/R^3)*sin(dip)-(j/R^3)-((3*C*Y*q)/R^5));
    ka3=((1-alpha)/2)*((cos(dip)/R)+q*S(4)*sin(dip))-
(alpha/2)*q*L(2);
    kb3=q*L(2)-((1-alpha)/alpha)*(q*S(4)-J(6))*sin(dip);
    kc3=- (1-alpha)*(q/R^3)+((Y/R^3)-S(8)*cos(dip))*sin(dip)
+alpha*(((C+D)/R^3)*cos(dip)+((3*C*D*q)/R^5)-(S(8)*cos(dip)
+q*S(9))*sin(dip));

    la2=(alpha/2)*N(1);
    lb2=-N(1)+((1-alpha)/alpha)*Y*K(1)*sin(dip);
    lc2=2*(1-alpha)*((Y/R^3)-S(8)*cos(dip))*sin(dip)+
(D/R^3)*cos(dip)-alpha*(((C+D)/R^3)*cos(dip)+((3*C*D*q)/R^5));
    la3=-((1-alpha)/2)*((sin(dip)/R)-q*S(4)*cos(dip))-
(alpha/2)*q*N(2);
    lb3=q*N(2)+((1-alpha)/alpha)*K(3)*sin(dip);
    lc3=((Y/R^3)-S(8)*cos(dip))*cos(dip)-
alpha*(((C+D)/R^3)*sin(dip)-((3*C*Y*q)/R^5)-
S(8)*(sin(dip))^2+q*S(9)*cos(dip));
    fc2=(1-alpha)*((cos(dip)/R)+2*q*S(4)*sin(dip))-
alpha*((C*q)/R^3);
    fc3=(1-alpha)*q*S(4)*cos(dip)-alpha*(((C*j)/R^3)-
k*S(4)+i^2*S(7));

case {'dip'}
    U=A*sin(slip);
    fa1=-(alpha/2)*((i*q)/R^3);
    fb1=((i*q)/R^3)+((1-alpha)/alpha)*J(4)*sin(dip)*cos(dip);
    fc1=- (1-alpha)*(i/R^3)*cos(dip)+i*q*S(5)*sin(dip)
+alpha*((3*C*i*q)/R^5);

    ka2=((1-alpha)/2)*D*S(1)+(i/2)*S(4)*sin(dip)+

```

```

(alpha/2)*j*L(3);
    kb2=-j*L(3)-i*S(4)*sin(dip)+((1-
alpha)/alpha)*J(2)*sin(dip)*cos(dip);
    kc2=(1-alpha)*(S(1)-Y^2*S(2))-
alpha*C*((D+2*q*cos(dip))*S(2)-Y*j*q*S(3));
    ka3=((1-alpha)/2)*Y*S(1)-(alpha/2)*q*L(3);
    kb3=q*L(3)+((1-alpha)/alpha)*J(3)*sin(dip)*cos(dip);
    kc3=i*L(5)*sin(dip)
+Y*D*S(2)+alpha*C*((Y+2*q*sin(dip))*S(2)-Y*q^2*S(3));

    la2=((1-alpha)/2)*Y*S(1)+(i/2)*S(4)*cos(dip)+
(alpha/2)*j*N(3);
    lb2=-j*N(3)-i*S(4)*cos(dip)-((1-
alpha)/alpha)*i*K(1)*sin(dip)*cos(dip);
    lc2=(1-alpha)*Y*D*S(2)-alpha*C*((Y-
2*q*sin(dip))*S(2)+D*j*q*S(3));
    la3=-((1-alpha)/2)*D*S(1)-(alpha/2)*q*N(3);
    lb3=q*N(3)-((1-alpha)/alpha)*K(5)*sin(dip)*cos(dip);
    lc3=-i*N(5)*sin(dip)+S(1)-D^2*S(2)-alpha*C*((D-
2*q*cos(dip))*S(2)-D*q^2*S(3));
    fc2=(1-alpha)*Y*S(1)-alpha*C*j*q*S(2);
    fc3=-D*S(1)-i*S(4)*sin(dip)-alpha*C*(S(1)-q^2*S(2));

end

if k==z
    i1=i1+1;
    j1(i1,:)= [fa1 fb1 fc1];
    k2(i1,:)= [ka2 kb2 kc2];
    k3(i1,:)= [ka3 kb3 kc3];
    l2(i1,:)= [la2 lb2 lc2];
    l3(i1,:)= [la3 lb3 lc3];
    uz(i1,:)= [fc2 fc3];
elseif k== -z
    i1=i1+1;
    J1(i1,:)=fa1;
    K2(i1,:)= [ka2 ka3];
    L2(i1,:)= [la2 la3];

end

```

```

    end
end
    end
j1a=j1(4,1)-j1(3,1)-j1(2,1)+j1(1,1); j1A=J1(4)-J1(3)-J1(2)+J1(1);
j1b=j1(4,2)-j1(3,2)-j1(2,2)+j1(1,2); j1c=j1(4,3)-j1(3,3)-j1(2,3)+j1(1,3);
k2a=k2(4,1)-k2(3,1)-k2(2,1)+k2(1,1); k2A=K2(4,1)-K2(3,1)-K2(2,1)+K2(1,1);
k2b=k2(4,2)-k2(3,2)-k2(2,2)+k2(1,2); k2c=k2(4,3)-k2(3,3)-k2(2,3)+k2(1,3);
k3a=k3(4,1)-k3(3,1)-k3(2,1)+k3(1,1); k3A=K2(4,2)-K2(3,2)-K2(2,2)+K2(1,2);
k3b=k3(4,2)-k3(3,2)-k3(2,2)+k3(1,2); k3c=k3(4,3)-k3(3,3)-k3(2,3)+k3(1,3);
l2a=l2(4,1)-l2(3,1)-l2(2,1)+l2(1,1); l2A=L2(4,1)-L2(3,1)-L2(2,1)+L2(1,1);
l2b=l2(4,2)-l2(3,2)-l2(2,2)+l2(1,2); l2c=l2(4,3)-l2(3,3)-l2(2,3)+l2(1,3);
l3a=l3(4,1)-l3(3,1)-l3(2,1)+l3(1,1); l3A=L2(4,2)-L2(3,2)-L2(2,2)+L2(1,2);
l3b=l3(4,2)-l3(3,2)-l3(2,2)+l3(1,2); l3c=l3(4,3)-l3(3,3)-l3(2,3)+l3(1,3);
u2c=uz(4,1)-uz(3,1)-uz(2,1)+uz(1,1); u3c=uz(4,2)-uz(3,2)-uz(2,2)+uz(1,2);

    dUx=(U/(2*pi))*(j1a-j1A+j1b+z*j1c);
    dUy=(U/(2*pi))*((k2a-k2A+k2b+z*k2c)*cos(dip)-(k3a-
k3A+k3b+z*k3c)*sin(dip));
    dUz=(U/(2*pi))*((l2a+l2A+l2b-u2c-z*l2c)*sin(dip)+(l3a+l3A+l3b-u3c-
z*l3c)*cos(dip));
    if tipo=='stk'
        k1=k1+1;
        dUs(k1,:)=dUx+dUy+dUz;
    elseif tipo=='dip'
        k1=k1+1;
        dUd(k1,:)=dUx+dUy+dUz;
    end
end
end

end

dUt=dUs+dUd;

    X=[]; Z=[]; Y=[];
    for y1=Ymax:deltaY:Ymin
for z=Zmin:deltaZ:Zmax
        Z=[Z z/1000];

```

```

        %Y=[Y -1*((y/1000)-177.2)/86)-74.83];
        Y=[Y -1*(y1/1000)];
        X=[X 40];

    end
    end
    X=X'; Y=Y'; Z=Z';
    M=[X Y Z dUt];

    fid1=fopen('deform_YZ_s0.txt','w');
    fprintf(fid1,'%3.3f %3.3f %3.3f %16.15f\n',M');
    fclose(fid1);

```

A.2. Script imagenes en GMT

```

##Gráfica el campo de deformación y fuerza
reg=-76/-71.4816/-60/5
reg2=-76.5979/-71.4816/-200/0
ps=grad_YZmorenoN_10.ps

more deform_cosisYZ_moreno680_10.txt | awk '{print $2, $3, $4}' >
fza_yz_cosis.xyz

more deform_cosisYZ_moreno680_10.txt | awk '{print (($2+177.2)/86)-75.10,
$3, $4}' > deform_yz_cosis.xyz

surface deform_yz_cosis.xyz -Gdeform_yz_cosis.grd -R$reg2 -I0.058139/1.0
grd2cpt deform_yz_cosis.grd -Cred2green -R$reg2 > grad.cpt

## Pone color a los contornos
grdimage deform_yz_cosis.grd -Cgrad.cpt -B1/20WsNe -JX15.0 -R$reg -P -V -K
> $ps

## Grafica los contornos de dilatación o compresión
grdcontour deform_yz_cosis.grd -B1/20WsNe -JX15 -C0.5 -A2.0 -R$reg
-W0.5p/0/0/0 -Gd10c -O -K >> $ps

## Calcula las derivadas de los archivos en kilometros
surface fza_yz_cosis.xyz -Gfza_yz_cosis.grd -R-300/140/-200/0 -I5.0/1.0
grdmath fza_yz_cosis.grd DDX = dPdy_cosis.grd

```

```
grdmath fza_yz_cosis.grd DDY = dPdz_cosis.grd

## combierte las derivadas grd en xyz ya en grados
grd2xyz dPdy_cosis.grd > dPdy_cosis.xyz
grd2xyz dPdz_cosis.grd > dPdz_cosis.xyz

more dPdy_cosis.xyz | awk '{print (((($1+177.2)/86)-75.10), $2, $3}' >
dPdy_cosisGR.xyz
more dPdz_cosis.xyz | awk '{print (((($1+177.2)/86)-75.10), $2, $3*1}' >
dPdz_cosisGR.xyz

#Cambia las derivadas de archivo xyz a grd
surface dPdy_cosisGR.xyz -GdPdy_cosisGR.grd -R$reg2 -I0.058139/1.0
surface dPdz_cosisGR.xyz -GdPdz_cosisGR.grd -R$reg2 -I0.058139/1.0

# Grafica los vectores de fuerza
grdvector dPdy_cosisGR.grd dPdz_cosisGR.grd -I0.09/7.5 -JX15.0 -R$reg
-Q0.03i/0.12i/0.09in0.55i -G0 -S0.5i -0 -K >> $ps

# grafica el plano de falla
psxy -R$reg -JX15.0 -W20/0/0/255 -0 -K <<END>> $ps
-75.15 -4.148
-73.06 -55
END

## pone la topografia
project -C-76.678/-40.58 -E-70.562/-40.58 -G0.001 > track2.xy
grdtrack track2.xy -Gw100s10.Bathymetry.srtm.grd > topotrack2.xydz

more topotrack2.xydz | awk '{print $1, ($4+650)/1000}' |psxy -R$reg -JX15.0
-B -W8/0/0/255 -0 -K >> $ps
```