

UCH-FC
MAG-F
F224
C.1

Estudio sobre la relación entre terremotos y erupciones volcánicas en Chile, en los últimos 100 años

Tesis
entregada a la
Universidad de Chile
en cumplimiento parcial de los requisitos
para optar al grado de
Magíster en Ciencias con mención en Física
Facultad de Ciencias

por

Cristian Alex Farías Vega

Agosto, 2010

Director de Tesis: Dr. Juan Alejandro Valdivia



FACULTAD DE CIENCIAS
UNIVERSIDAD DE CHILE

INFORME DE APROBACIÓN
TESIS DE MAGÍSTER

Se informa a la Escuela de Postgrado de la Facultad de Ciencias que la Tesis de Magíster presentada por el candidato

Cristian Alex Farías Vega

ha sido aprobada por la Comisión de Evaluación de la Tesis como requisito para optar al grado de Magíster en Ciencias con mención en Física, en el examen de Defensa de Tesis rendido el día 2 de Agosto de 2010.

Director de Tesis

Dr. Juan Alejandro Valdivia

JAV

Comisión de Evaluación de la Tesis

Dr. Sergio Barrientos


Dr. Armando Cisternas

Dr. Marcel Clerc

Dr. Gonzalo Gutiérrez

S Barrientos

Armando Cisternas
Marcel Clerc
Gonzalo Gutiérrez





AGRADECIMIENTOS

La realización de esta tesis ha marcado un importante momento en mi vida, y me gustaría agradecer a todas las personas que pudiera. Ojalá este ejercicio no deje fuera a varios de ellos.

Es imposible no comenzar por agradecer a mis padres, que siempre me han apoyado en esta aventura de "científico que no gana dinero" y que, además, me regalaron un libro sobre volcanes que fue el punto de partida de todo lo que está escrito aquí.

También es importante agradecer a mi tutor, Juan Alejandro Valdivia, por la confianza que siempre mostró, y por arriesgarse en apoyar esta idea que no estaba trabajada en Chile cuando empecé.

Sin financiamiento mi permanencia en el magíster no habría podido ser posible. Es por esto que agradezco de sobremanera a Conicyt, ya que la beca de Magíster que gané me ayudaron a subsistir por dos años, y realizar esta investigación.

Los amigos son también muy importantes. A lo largo de todos estos años he podido conocer muchas personas que han sido importantes en diferentes instancias. En particular me gustaría agradecer a Max Ramírez, Víctor Pinto, Patricio L'Huissier, Pablo Moya, Paula Urrutia, Felipe Ásenjo, Jessica Parra, Roberto Hauyón, Alejandro Mallea, Erick Burgos, Claudia Pávez, Nicole Miller, Simón Poblete, Ariel Tarifeño, Rocío Exquerro, Germán Varas, Pablo Muñoz, Cristóbal Espinoza, entre tantos otros que han ido aportando a lo largo de mi (aún) breve carrera. Una mención muy especial va para mi novia, Ximena Millán, que le tocó estar conmigo en las últimas



etapas (las más estresantes) de esta tesis.

Por la parte familiar siempre llega mucho apoyo, y hay algunas cuantas personas que se vuelven realmente importantes en distintos instantes. Aquí quiero nombrar a mis hermanos, Camilo y Gonzalo Farías, a mis primos Ricardo Cabrera, Guillermo Ortiz, Ivo Cisternas, Jessica Cabrera, Belén Luke, Orlando Donoso, y a mis tíos/as Mercedes Donoso, Carolina y Jacqueline Farías, y Herminio Cabrera. Tampoco puedo dejar de mencionar a mi abuela, María Maturana.

También quiero agradecer a todas las personas que hicieron de la estadía en el Departamento de Física una linda experiencia. Ciertamente extrañaré el departamento una vez que mi camino me lleve a otro lugar.

Finalmente, me gustaría añadir algunas palabras extra. En este instante me encuentro en Foz de Iguazú, Brasil, en un congreso bastante grande. Al encontrarme en un salón con tantos *posters* de distintas áreas, no puedo evitar el pensar que queda mucho por hacer en la vida, y mucho que recorrer y aprender. Naturalmente, el camino muchas veces será muy complicado, pero lo que se puede ganar es algo invaluable. Seguramente cuando era un niño que hacía volcanes de tierra no pensaba en esto, pero hoy por hoy ser científico sigue siendo un gran camino para recorrer. Yo sé que lo recorreré.

Índice



1. Introducción	1
2. Terremotos	8
2.1. Conceptos básicos	8
2.1.1. Planeta Tierra	8
2.1.2. Placas tectónicas	10
2.1.3. Fallas	12
2.1.4. Magnitudes	16
2.2. Espacios Elásticos	19
2.2.1. Definiciones	19
2.2.2. Ley de Hooke	21
2.2.3. Ecuación de movimiento	22
2.3. Ondas sísmicas	24
2.3.1. Fuente y ondas sísmicas	25
2.3.2. Espacio elástico no infinito	28
2.3.3. Deformaciones producidas por las ondas sísmicas	30
2.4. Deformaciones post-sísmicas	32
2.4.1. Deformaciones estáticas	32
2.5. Esfuerzos y rupturas en la roca	35



2.5.1. Criterio de ruptura de Cauchy-Mohr	35
2.5.2. Presión de Poro	36
2.5.3. Ejemplo: Edificio volcánico	39
3. Volcanes	41
3.1. Estructura de un volcán	41
3.1.1. Tipos de magmas	44
3.1.2. Tipos de volcanes según su geometría	45
3.2. Erupciones volcánicas	48
3.2.1. Cómo se genera una erupción volcánica	48
3.2.2. Materiales piroclásticos	48
3.2.3. Índice de Explosividad Volcánica	51
3.3. Cámara de magma	52
3.4. Cómo podría un terremoto afectar a un volcán	53
3.4.1. Efecto de las ondas sísmicas	53
3.4.2. Cambio de esfuerzos estáticos	54
3.4.3. Relajación viscoelástica de la astenósfera	55
4. Modelos de cámara de magma	57
4.1. El sistema a analizar	58
4.1.1. Variables físicas involucradas	60
4.2. Modelo de cámara de magma	61
4.2.1. Difusión rectificada	63
4.2.2. Difusión Rectificada modificada	71
4.2.3. Comparación entre los métodos para tratar la difusión rectificada	76



5. Terremotos y Erupciones Volcánicas en Chile	85
5.1. Erupciones volcánicas en Chile durante el siglo XX	87
5.1.1. Sobre los datos	88
5.1.2. Ocurrencia de las erupciones	89
5.1.3. Correlaciones	96
5.2. Efecto de los grandes terremotos	106
5.2.1. Sobre los datos	106
5.2.2. Cálculo del tensor de esfuerzos	111
5.3. Efecto de los terremotos sobre los volcanes	114
5.3.1. Grandes terremotos.	115
5.3.2. Erupciones más explosivas y terremotos	163
5.3.3. Efecto de terremotos sobre algunos volcanes de la zona centro-sur	171
6. Discusión y palabras finales	175

RESUMEN

En esta tesis se estudia la relación entre grandes terremotos y erupciones volcánicas en Chile durante los últimos 100 años. Para esto se realizan tres tipos de análisis: el primero estadístico, donde se estudia la correlación entre el momento sísmico total debido a los terremotos y la tasa de actividad volcánica en un año en particular en dos zonas distintas del país, además de las dos juntas. Los otros dos análisis tienen relación con la parte física del sistema, ya que se consideran dos efectos que produce el terremoto sobre el volcán: el primero de éstos ocurre mientras las ondas sísmicas atraviesan la cámara magmática de éste, y se trata de un mecanismo mediante el cual una onda puede inducir un aumento de presión en el magma, mientras que el segundo ocurre después que el terremoto termina, y se trata de la transferencia de esfuerzos estáticos producida por terremoto sobre la corteza, que ayuda a cambiar el estado de esfuerzos, y por consiguiente de deformaciones, de una zona en particular.

Tras este estudio se puede apreciar que en la zona norte de Chile no parece haber una correlación importante entre los dos fenómenos, pero en la zona centro-sur, lo comprendido desde la quinta región hasta el final de Chile continental, sí se puede apreciar que existe una correlación fuerte con una ventana de tiempo de uno a dos años. Además, del análisis físico hecho sobre los datos históricos del país se concluye que no se han registrado más de 4 períodos de actividad volcánica que presenten chances de estar ligadas a la aparición de un gran terremoto.

ABSTRACT

In this thesis the relationship between big earthquakes and volcanic eruptions in Chile in the last 100 years is studied. In order to do this, three types of analysis

are done: the first one is statistic, where a study is made on the correlation between the total seismic moment due to earthquakes and the rate of volcanic activity in a particular year in two different zones of the country, besides the two together. The other two analysis are related with the physical part of the system, because two different effects that the earthquake produces on the volcano are considered: the first one occurs while the seismic waves pass through the magmatic chamber of it, and it is a mechanism in which the wave can induce an amount in pressure in the magma, while the second occurs after the earthquake ends, and it is the static stress transfer from the earthquake to the earth's crust, which changes the state of the stress and strain in a particular zone.

After the study it can be appreciated that in the north of Chile don't seem to seem to be an important correlation between the two phenomena, but in the central-south zone of Chile, which is between the fifth and the end of continental Chile, a strong correlation, with a delay time of one to two years is observed. Besides, from the physical analysis of the historical data of the country it can be concluded that no more than 4 periods of volcanic activity present chances to be linked to the aparition of a great earthquake.

Capítulo 1

Introducción

Los terremotos y las erupciones volcánicas son dos de los fenómenos más espectaculares de la naturaleza. Han estado presentes siempre en la historia de la Tierra, y es mediante éstos que el planeta libera parte de la energía que tiene dentro. Al mismo tiempo, son fenómenos que han afectado de gran forma a la humanidad en las diferentes etapas de ésta. Un ejemplo de esto es lo ocurrido en la ciudad de Pompeya, con la gran erupción del Monte Vesubio, el año 79 D.C. La erupción, que fue muy destructiva, dio la ocasión de poder registrar mediante escritos este particular fenómeno, con lo que se tuvo un mayor entendimiento de cómo se desarrolla una erupción volcánica de gran magnitud. Lamentablemente, hubo una ciudad en la zona afectada por la erupción, y ésta resultó completamente destruída, convirtiendo el fenómeno en una catástrofe.

Los terremotos pueden resultar igual o mayormente destructivos que una gran erupción volcánica. A lo largo de la historia se han encontrado ejemplos como el terremoto de Chile de 1960, que dejó a gran parte del país en el suelo, o el más reciente de Haití, ocurrido el año 2010, que tuvo una mayor cobertura periodística, de manera que se pudo ver con muchos detalles la capacidad destructiva de un evento

de tal magnitud.

Al hablar acerca del origen de estos fenómenos, lo natural es recurrir a la Teoría Tectónica de Placas. Esta teoría, planteada a lo largo de la década de 1960, propuso que la corteza terrestre estaba dividida en grandes secciones, llamadas placas tectónicas, que estaban en constante movimiento. Los movimientos, se sabe, no son iguales para todas, lo que produce distintos tipos de convergencias entre placas. Estos distintos movimientos sirven para entender la fisonomía de alguna zona en particular.

Una vez aceptada la Teoría Tectónica de Placas se pudo explicar el por qué aparecen los terremotos en la forma en que lo hacen. Al mismo tiempo, de acuerdo a esta teoría se puede entender una erupción volcánica como el resultado de movimientos de extensiones de corteza terrestre, que permiten que el magma interno suba a la superficie. Con esta explicación se tiene, en principio, una causa común tanto para la ocurrencia de terremotos como de erupciones volcánicas. Sin embargo, esto no predice nada acerca de los tiempos en los cuales podrían ocurrir estos dos fenómenos. Históricamente, la comunidad científica entendió estos fenómenos como independientes el uno del otro durante muchos años.

Sin embargo, existen casos de erupciones volcánicas ocurridas en tiempos muy cercanos al de un terremoto en particular que llevan a plantear la pregunta de hasta qué punto estos dos fenómenos son realmente independientes o no, y si es que existe una relación causal entre éstos. Uno de los más espectaculares ocurrió justamente en Chile, después del terremoto de 1960, cuando la fisura volcánica Cerdón Caulle entró en erupción sólo 38 horas después de dicho terremoto, el más grande registrado

en la historia de la humanidad, por cierto. Otro caso muy interesante ocurrió en 1835, cuando un terremoto ocurrido en la zona sur del país fue seguido por la erupción conjunta de 4 volcanes, en el lapso de pocos meses. Este peculiar fenómeno fue observado por Darwin, mientras recorría Chile en su viaje en el *Beagle*, que lo llevó alrededor del mundo [1].

Si bien los casos anteriores mencionan erupciones que han ocurrido días después de un terremoto, existe registro de aumento de la actividad volcánica en tiempos más largos. Un caso famoso ocurrió en la zona de subducción de Cascadia, ubicada al norte de los Estados Unidos de América, donde la actividad volcánica aumentó significativamente 40 años después de un terremoto de magnitud 9 ocurrido en la zona de subducción donde se encontraban estos volcanes [2].

Casos como éstos sugieren que podría existir una relación causal entre grandes terremotos y erupciones volcánicas. Uno de los primeros trabajos donde se hizo un análisis de la estadística de la ocurrencia de estos dos fenómenos fue publicado en la revista *Nature* por Linde y Sacks [3]. En este trabajo se encontró que, en un lapso de tiempo de uno a dos días después de un gran terremoto, el número de erupciones volcánicas ocurridas en dicho período, en un radio de 750 kilómetros respecto al epicentro del terremoto, es mucho mayor que lo que se esperaría si los dos fenómenos no mostraran una dependencia entre ellos. Además sugieren como explicación para las erupciones múltiples la causa común de un terremoto que pudo haberlas ocasionado. Este trabajo, publicado en 1998, abrió la puerta para analizar de la dinámica de los terremotos y los volcanes.

Otro caso interesante ocurrió con el terremoto de Landers, ocurrido en 1992, en el sur de California. Pocas horas después de ocurrido este terremoto, se registró sismicidad en zonas termales, donde existe una importante concentración de volátiles basados en el dióxido de carbono y el agua [4]. Casos como éste han llevado a plantear nuevas preguntas acerca del real efecto de los terremotos en una zona en particular, ya que podría ser considerado como un catalizador tanto de sismicidad asociada a movimientos de fluidos como de actividad sísmica en fallas ya existentes.

En general la mayoría del trabajo al respecto de este fenómeno se ha hecho a nivel de análisis de datos, buscando correlaciones tanto espaciales como temporales entre los dos fenómenos. Al respecto resultan interesantes los trabajos de Marzocchi *et al* [5-7], donde se investiga la relación entre grandes erupciones, ocurridas unos cuantos años después de grandes terremotos en su región. En esos trabajos el grupo suele citar a la deformación viscoelástica de la parte baja de la corteza como el mecanismo mediante el cual un terremoto podría alterar las condiciones de esfuerzos en un volcán lo suficiente como para que se puedan producir erupciones. En esos trabajos se estima que el tiempo de retardo entre el terremoto y el aumento de la actividad volcánica puede ser de hasta 50-60 años. Esta hipótesis podría servir para entender el aumento de la actividad volcánica en la zona de Cascadia, que fue nombrado en párrafos anteriores.

En un aspecto un poco más general, existe investigación donde se muestra evidencia de que un terremoto no sólo podría inducir una erupción volcánica, sino que también podría inducir sismicidad en lugares remotos, especialmente en zonas geotérmicas. Al respecto se ha investigado tanto a nivel de análisis de datos como de

modelamiento de la influencia del terremoto [4, 8]. Por otra parte, existe evidencia que muestra incluso un pequeño acoplamiento terremoto-volcán y viceversa en la zona de los Apeninos [9].

Volviendo al tema de los volcanes, la investigación ha abarcado desde trabajos que incluyen el registro de datos *in situ* [10], hasta otros que hacen una estimación de la transmisión de los esfuerzos inducidos por un terremoto en los volcanes de la zona [11-13]. Además, se han propuesto pruebas estadísticas para determinar si es que existe una correlación entre un terremoto y un volcán [3, 14].

Nuestro país, Chile, es muy particular. Es uno de los países más sísmicos del mundo, lo que debería fijar nuestra atención en estudiar los fenómenos que ocurren en el territorio. Un grupo que tomó en consideración lo que ha sucedido con la ocurrencia tanto de grandes terremotos como de erupciones volcánicas en este país tiene nacionalidad británica. Ellos publicaron un trabajo el año 2008 [15] donde se analizó, estadísticamente, la influencia de los grandes terremotos sobre la tasa de erupciones volcánicas registradas en Chile en su historia. En dicho trabajo se encontró una dependencia bastante marcada entre la aparición de grandes terremotos y la tasa de erupciones volcánicas. Sin embargo, la relación encontrada no fue tan evidente como para poder afirmar que todo gran terremoto produce un aumento en la actividad volcánica de la región, ya que en varios terremotos de magnitud mayor a 8 no se encontró un aumento de la actividad que fuera lo suficientemente significativo como para poder afirmar que existe alguna correlación directa con el terremoto. Es más, en dicho trabajo se encontró evidencia de que la actividad volcánica en la región muchas veces aumentaba antes del terremoto, lo que acota significativamente el rol

que tenga el terremoto por sí sólo en la actividad volcánica.

Al contar nuestro país con más de 60 volcanes considerados activos, dentro de los cuales se encuentran los dos más activos de toda Sudamérica, los volcanes Llaima y Villarrica, se hace necesario estudiar la dinámica de éstos, ya que las erupciones de los mismos suelen ser grandes alteradores de la vida de las personas que viven alrededor de éstos. También, ya que Chile ha presentado variados terremotos de magnitud mayor a 8, y tomando en especial consideración el más reciente, ocurrido el 27 de febrero del 2010, que tuvo magnitud $M_W = 8.8$, ocurrido en la costa del Maule, es necesario entender el efecto que estos movimientos sísmicos puedan tener sobre los volcanes. Vivimos en un país donde faltan estos estudios, y esta tesis pretende hacer un aporte, en esta dirección. Para eso, se tomarán modelos conocidos de deformaciones producidas por terremotos y se unirán con modelos de cámaras de magma, para poder estimar la influencia que los grandes movimientos telúricos sobre las erupciones volcánicas.

La intención de esta tesis es poder aportar al entendimiento que se tiene sobre la actividad volcánica mediante un análisis que permita estudiar el efecto que han tenido los terremotos sobre ésta, y así poder determinar si es que realmente este aparente acoplamiento entre los fenómenos es algo real, y a qué se debe. En el caso de Chile, el trabajo más importante que se ha hecho sobre la actividad volcánica histórica fue realizado por González-Ferrán en su libro VOLCANES DE CHILE [16], y es una recopilación de muchos otros trabajos, donde se muestra el registro histórico de la actividad volcánica en el país, e incluso se intenta dar alguna explicación respecto a su relación con grandes terremotos. Sin embargo, en dicho libro no se muestra una

explicación de la física de los fenómenos, sino que se hace énfasis en la observación solamente. En esta tesis se pretende hablar, desde el punto de vista de la física, de la posible interacción entre terremotos y volcanes, primero teóricamente, para poder así llegar a un modelo que permita entender de mejor manera lo que ha ocurrido históricamente. Luego, se pretende estudiar la viabilidad del modelo, y así poder estimar hasta qué punto los grandes sismos han influenciado la actividad volcánica en nuestra cordillera.

Capítulo 2

Terremotos

Los terremotos son fenómenos que han estado presentes en toda la historia de la Tierra. Éstos son la manifestación de la dinámica que existe al interior de nuestro planeta. En el presente capítulo se analizará este fenómeno de manera más acabada, definiendo conceptos, y cuantificando los efectos que producen los terremotos en su entorno.

2.1. Conceptos básicos

2.1.1. Planeta Tierra

En nuestros días es aceptado que el planeta en el que vivimos está compuesto por distintas capas. En el modelo básico, cuyo esquema se muestra en la figura 2.1, se tiene un núcleo interior sólido, seguido por un núcleo exterior líquido. La siguiente capa es el llamado manto, que también tiene una división en un manto interior y uno exterior. Esta capa está compuesta por rocas a altas temperaturas que, además, están sometidas a altas presiones (mayores a 100 GPa). Éstas rocas tienen una alta concentración de silicio, lo que las hace dúctiles y deformables. De esta forma, se puede hablar de un “océano” en el cual “flota” la siguiente capa, que es la corteza terrestre.

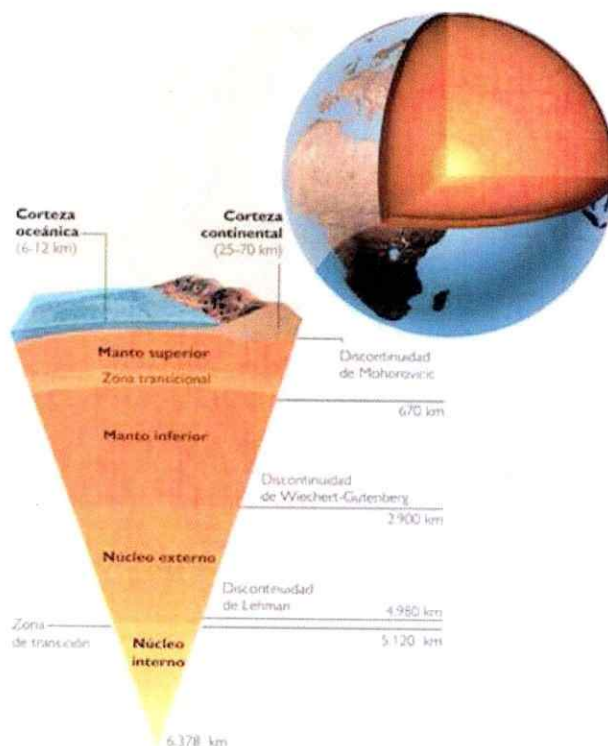


Figura 2.1: Esquema básico de la estructura interna de la Tierra.

De acuerdo a la Teoría Tectónica de Placas, la propia corteza está dividida en varias secciones, cada una llamada *placa tectónica*. Estas placas se mueven sobre el manto, e interaccionan entre ellas mediante choques y/o contactos que producen una alta fricción. La estructura de estas placas se ha ido resolviendo al analizar los puntos de la corteza donde se han generado terremotos. La estructura que hoy se acepta está presentada en la figura 2.2. En la figura 2.3 se muestra la distribución espacial de los epicentros (proyección sobre la superficie terrestre del punto del espacio donde se genera un terremoto) de los terremotos más grandes ocurridos entre 1963 y 1998. Se puede apreciar cómo la ubicación de los epicentros deja en evidencia la forma de

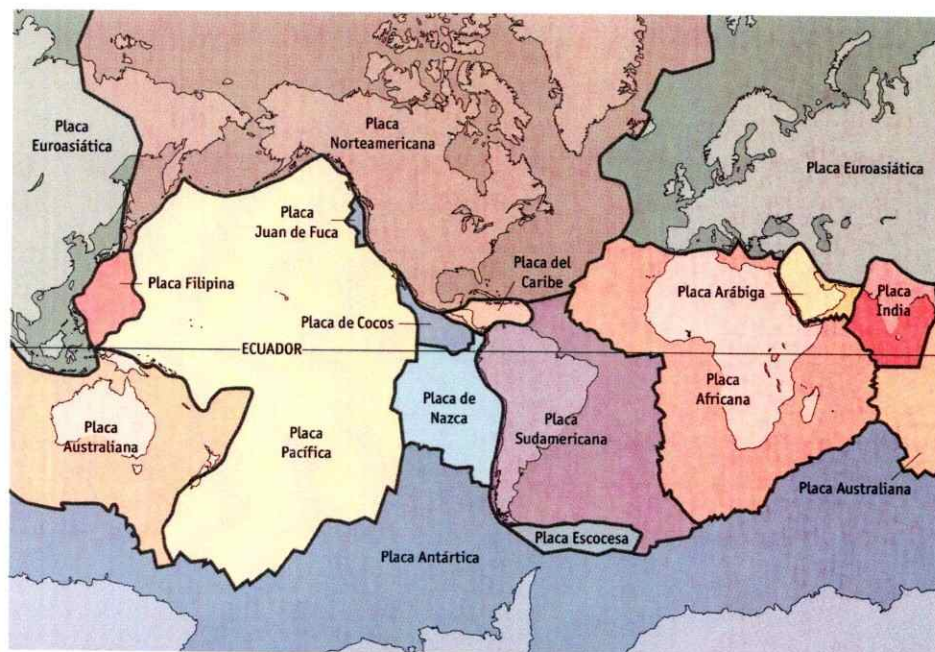


Figura 2.2: Estructura de las placas tectónicas de la Tierra.

las placas mostrada en la figura 2.2.

2.1.2. Placas tectónicas

Al existir una estructura de placas tectónicas, como la presentada en la subsección anterior, hay que analizar el movimiento de éstas. Lo primero que se puede decir de estos movimientos es que producen una alta fricción en los bordes de las placas. Esto lleva a una alta tensión en las rocas que las componen, hasta el momento donde se genera una ruptura. Cuando se genera una ruptura en algún lugar de la corteza terrestre se da origen a un terremoto.

Los movimientos entre los bordes de las placas están clasificados en tres grandes

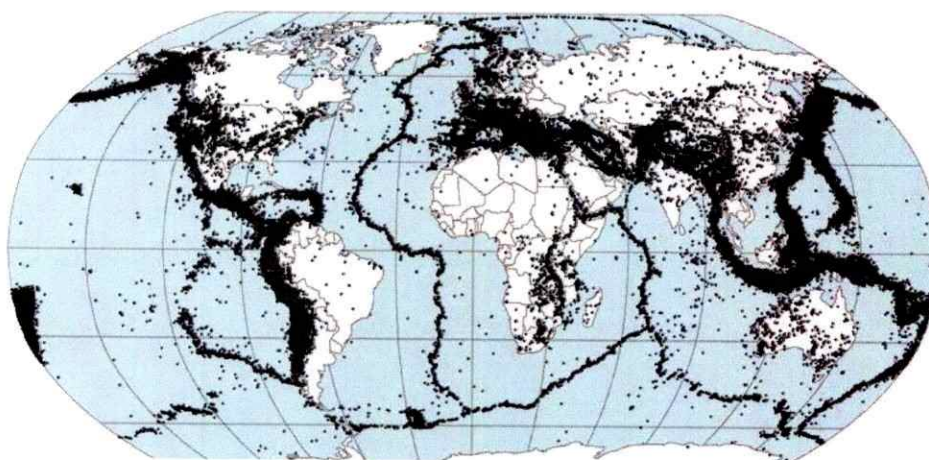


Figura 2.3: Distribución de los epicentros de los terremotos más grandes ocurridos en el mundo entre 1963 y 1998. El mapa fue realizado por la NASA y consideró 358214 eventos. Los epicentros están marcados con puntos negros sobre el mapa.

tipos: de convergencia, de divergencia, y de desgarre.

El movimiento de convergencia es el que tienen las placas sobre las cuales está Chile. El movimiento se basa en que una placa, típicamente oceánica, se mueve en dirección hacia otra de menor densidad, típicamente continental, de manera que la placa menos densa termina montándose encima de la más densa. Esto produce grandes deformaciones, y genera cordones montañosos, como la Cordillera de los Andes. Además, al incidir una placa sobre el manto, se permite el movimiento de magma desde el manto hacia el interior de la placa continental lo que, en un principio, genera volcanismo cordillerano. El ángulo de incisión entre ambas placas es conocido como *ángulo de Benioff*, y suele usarse como un parámetro para detectar si es que existe dicho volcanismo en la cordillera formada por este límite de placas convergentes o no.

Un límite de placas divergente suele darse en zonas oceánicas, y es el caso con-

trario al de un límite convergente. En este movimiento dos placas se alejan entre sí dejando al descubierto una sección del manto, lo que genera una cresta de magma solidificado (en inglés, *Ridge*). Asimismo, se tiene que este mismo movimiento puede producir los llamados *hot spots*, que son lugares donde se ha tenido actividad volcánica en el pasado. Un ejemplo es la zona de las Islas Juan Fernandez, en la zona oceánica de nuestro país.

Un límite de placas de desgarre, por su parte, es uno donde las placas se mueven paralelas entre ellas. Esto produce una deformación importante en los límites de ambas, mediante terremotos. Este tipo de límite de placas no genera volcanismo. Un esquema de los tres tipos de límites de placas recién expuestos se puede ver en la figura 2.4.

2.1.3. Fallas

Debido al movimiento de las placas tectónicas, se generan grandes tensiones sobre éstas, y en algunas ocasiones alguna zona de la placa se rompe. Esta fractura se llama *falla*. Un mismo terremoto puede considerarse como una fractura más un desplazamiento relativo entre dos secciones de la corteza terrestre [18]. La forma en que éstas se generan, sin embargo, no es la misma siempre. Existen diversas geometrías, y éstas definen en gran manera la forma que va a tener un terremoto. Un esquema de una geometría general se puede ver en la figura 2.5. En ella se muestra el límite entre dos placas, cuya forma depende de tres ángulos, llamados *dip*, *strike*, y *slip*. El primero de éstos ángulos define la orientación del plano de falla respecto al eje \hat{x}_2 . El plano de falla es aquel que contiene a la ruptura. El segundo ángulo, el

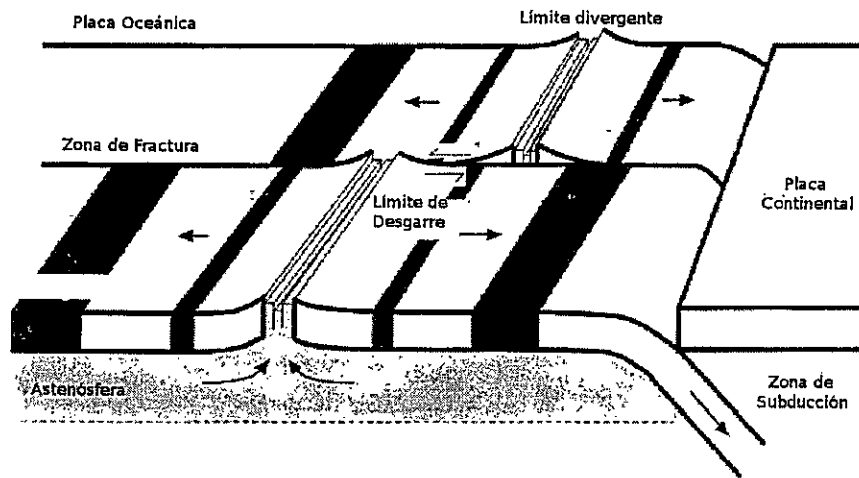


Figura 2.4: Esquema de las placas tectónicas en su forma más sencilla. Aquí se muestran distintas placas oceánicas que, al separarse, generan *ridges* en el límite, además de generarse nueva litósfera, que se subduce con una placa continental. Como los límites divergentes no se generan en una sola línea, esto da lugar a zonas donde existen límites de desgarre. En este esquema están mostrados los tres tipos de límites entre placas. La imagen fue adaptada de una del libro *An Introduction to seismology, earthquakes, and earth surface*, de STEIN y WYSESSION [17].

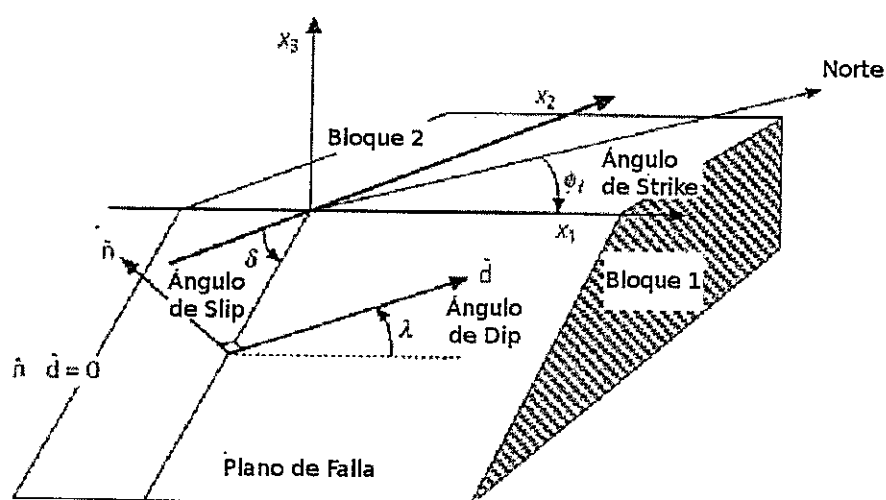


Figura 2.5: Esquema de una falla. En esta figura se muestra la convergencia entre dos placas, a la izquierda y a la derecha de la fractura que comienza en el origen. Es importante la definición de los vectores \hat{n} y \hat{d} , que son el vector normal al plano de falla (el plano que contiene a la ruptura) y el vector de desplazamiento relativo, que indica la dirección de desplazamiento de una placa respecto a la otra. La figura fue tomada del libro *An introduction to seismology, earthquakes, and earth surface*, de STEIN y WYSESSION [17].

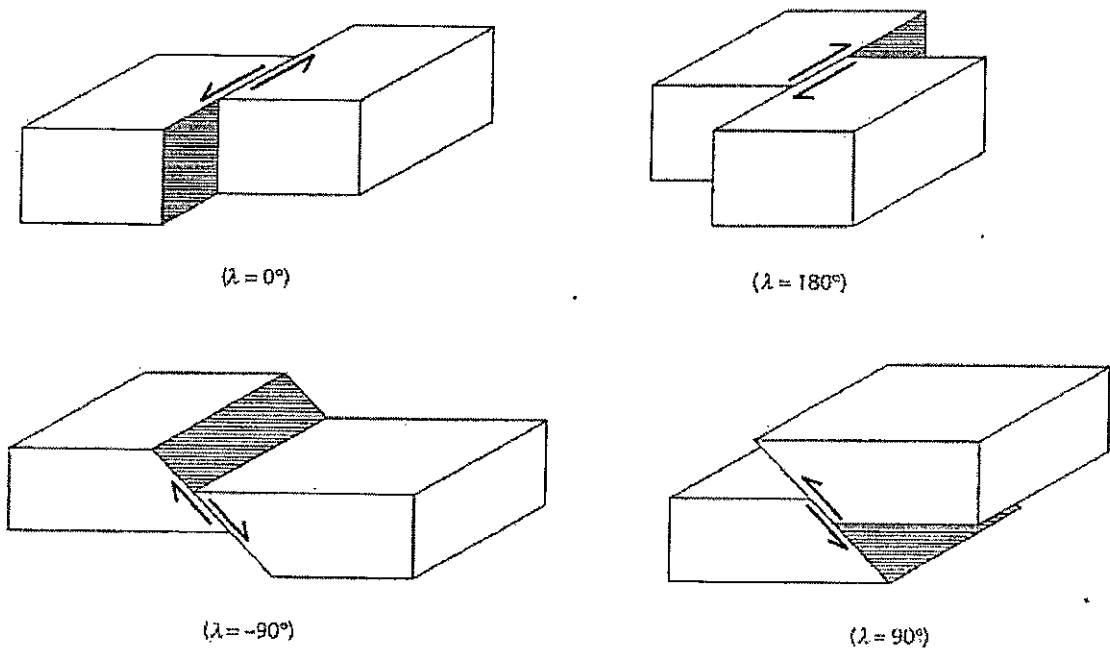


Figura 2.6: Distintos tipos de falla, en función del ángulo de *slip*, λ . Los casos en que $\lambda = 0$ y $\lambda = \pi$ corresponden a una fallas llamadas *strike-slip*, o de desgarre. El primer caso es el de una falla *siniestra* y el segundo el de una falla *diestra*. Por otra parte, los casos en los que $\lambda = \pi/2$ y $\lambda = 3\pi/2$ corresponden a fallas llamadas *dip-slip*. El caso $\lambda = 3\pi/2$ corresponde a una falla *normal*, mientras que el caso $\lambda = \pi/2$ corresponde a una falla *reversa*.

llamado *strike*, indica la orientación del plano respecto al norte geográfico, ya que el eje \hat{x}_1 está en el plano. El último ángulo, llamado *slip*, es el que define la orientación del vector de desplazamiento \hat{d} . Para entender mejor las geometrías que genera este ángulo, se puede ver la figura 2.6, donde se muestran distintos tipos de falla, que dependen del valor de dicho ángulo. En dicha figura se muestran los casos en que λ toma los valores 0 , $\pi/2$, $3\pi/2$, y π . Los casos $\lambda = 0$ y $\lambda = \pi$ corresponden a las denominadas fallas de desgarre, o *strike-slip*, mientras que todo el resto de los valores intermedios de λ produce fallas *dip-slip* [17].

2.1.4. Magnitudes

No todos los terremotos son iguales, y eso es un hecho conocido desde que el hombre tiene conciencia. Intuitivamente, características como el tiempo de duración o la destrucción producida por éstos no son iguales para todos. Sin embargo, poder cuantificar esta diferencia en los terremotos no es algo sencillo de hacer. Para diferenciarlos se han creado dos conceptos: la intensidad y la magnitud. La magnitud es propia del terremoto, de la fuente y sus características físicas, mientras que la intensidad es una medida local, que se efectúa en un territorio afectado por el movimiento telúrico. Los dos ejemplos más típicos de escalas de intensidad y magnitud son la Escala de Mercalli y la Escala de Richter.

La escala de Mercalli es una escala de intensidades y asigna un número a un terremoto de acuerdo al nivel de destrucción que produce. En aquella escala el terremoto de Chile de 1960 tuvo una intensidad 12 en la zona de Valdivia.

La Escala de Richter asocia una magnitud a un terremoto: Para eso considera la amplitud de las ondas registradas en un sismograma, medidas originalmente en milímetros, y el tiempo de retraso entre dos tipos de ondas sísmicas: las ondas P y las ondas S. Las ondas P son ondas de compresión, longitudinales, mientras que las ondas S son transversales, produciendo un efecto de cizalle. Sobre ellas se hablará más en la sección 2.3. De acuerdo a la forma en que se calcula esta magnitud, se sabe que la magnitud en la escala de Richter del famoso terremoto de Chile del 22 de Mayo de 1960 fue $M_r = 9.5$.

Claramente la escala de Richter aporta más datos sobre el terremoto que la es-

cala de Mercalli, al necesitar variables físicas para poder asociar una magnitud a un terremoto. Sin embargo, como para poder obtener la magnitud de un evento sísmico se necesita la medición directa en el sismógrafo de amplitudes de onda, ocurre una saturación, ya que después de cierta magnitud, alrededor de $M_r \sim 8$, es muy difícil distinguir entre dos magnitudes cercanas. Para poder arreglar esto se introdujo la escala de momentos sísmicos, que no es más que la misma escala de Richter, pero arreglada para que se pueda distinguir entre dos terremotos cualquiera. Esta escala fue introducida por Kanamori y Hanks [19].

La escala de momentos sísmicos introduce una cantidad física llamada *momento sísmico*. Esta cantidad tiene unidades de energía, y está definida por

$$M_0 = \mu AU, \quad (2.1)$$

donde μ es el módulo de deformación del espacio donde ocurre el terremoto, A es el área de contacto entre las dos partes de la discontinuidad producida por la ruptura que es el terremoto, y U es el desplazamiento promedio a lo largo de la ruptura. Con la definición de esta cantidad física se entiende a un terremoto como una ruptura a lo largo de una falla (que puede haber sido producida por el propio terremoto), lo que habla del mecanismo de ruptura en la fuente. Además, el momento sísmico se puede estimar analizando *in situ* la zona de ruptura de un terremoto, como se esquematiza en la figura 2.7. Este no es el único método, ya que se puede obtener una estimación de M_0 en un sismograma, ya que la amplitud de las ondas registradas es proporcional al valor del momento sísmico.

Volviendo a la escala, en ésta un terremoto con momento sísmico M_0 tiene aso-

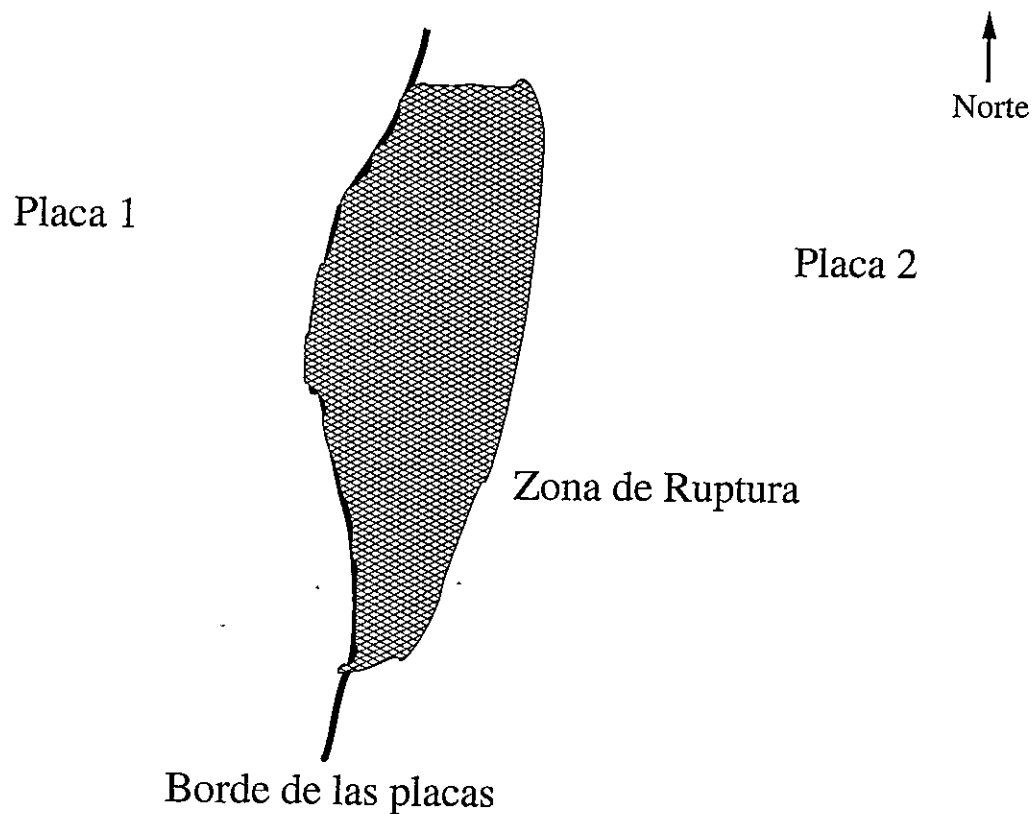


Figura 2.7: Mapa de una zona hipotética donde ha ocurrido un terremoto. Se muestran las dos placas involucradas, así como la proyección de la zona de ruptura sobre la superficie, que está achurada. Esta zona de ruptura tiene un área A , que es vital para poder estimar el momento sísmico M_0 .

ciada una magnitud M_w dada por

$$M_w = \frac{2}{3} \left[\log_{10} \frac{M_0}{\text{dina} \cdot \text{cm}} - 16.1 \right], \quad (2.2)$$

donde M_0 está medido en dina·cm.

2.2. Espacios Elásticos

2.2.1. Definiciones

Una de las características de las ondas sísmicas producidas por los terremotos es que éstas producen deformaciones en los lugares por los que pasan. La idea de que produzcan deformaciones en un sólido lleva a que, para poder armar alguna teoría para analizar las ondas sísmicas, se tenga que asumir que la corteza terrestre, más que un sólido, es un espacio elástico. Esto quiere decir, un espacio que puede ser deformado debido a la acción de fuerzas externas, lo que produciría una tensión en él, y que eventualmente puede relajarse para volver a su estado inicial algún tiempo después de que las fuerzas externas desaparecen. Ya que el tiempo que le toma a la corteza recuperar el estado inicial después de un gran terremoto es de más de 100 años [17], y en ese tiempo suelen ocurrir nuevos terremotos, entonces muchas veces se puede asumir que un terremoto produce deformaciones "permanentes" en un terreno particular que haya sido afectado por él.

El objetivo al estudiar un espacio elástico, en este caso infinito, es poder obtener la respuesta de éste a una perturbación, que aquí sería un terremoto. Obviamente, se verá que conocer la fuente de las fuerzas que se aplican a un espacio elástico es vital para poder comprender a cabalidad la respuesta del medio. Lo ideal, entonces, es encontrar una ecuación de movimiento que relacione la fuerza externa con la respuesta

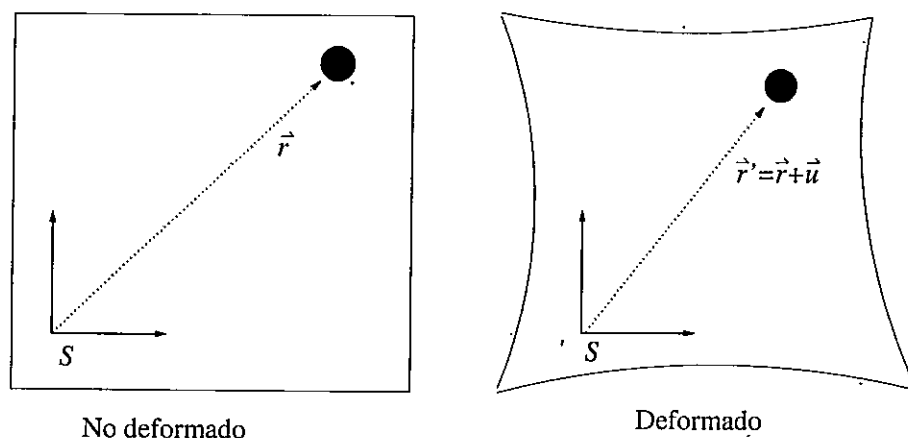


Figura 2.8: Esquema del espacio elástico, con las definiciones sobre las que se trabajará.

del medio. Esto ya está muy bien estudiado, y puede encontrarse en libros tales como *QUANTITATIVE SEISMOLOGY* de Aki y Richards [18], y aquí se presentarán algunos de los resultados conocidos, porque servirán en capítulos posteriores.

Lo primero es fijar algunas definiciones básicas. Se tiene un espacio elástico infinito, como el esquematizado en la figura 2.8, donde lo que se busca obtener es el vector de desplazamiento de una unidad de volumen, $\mathbf{u}(\mathbf{x}, t)$, como una función de la posición \mathbf{x} y del tiempo t .

Una vez conocido el vector \mathbf{u} , se puede hacer unas cuantas definiciones. La primera es definir el llamado *tensor de deformaciones*, ϵ , cuyas componentes vienen definidas en la forma

$$\epsilon_{ij} = \frac{1}{2} \left[\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right], \quad (2.3)$$

donde u_i y x_i son las componentes i de los vectores \mathbf{u} y \mathbf{x} , respectivamente. El ten-

tor de deformaciones es simétrico, por lo tanto tiene 6 componentes independientes. Además, es diagonalizable, luego, es invertible.

Otra definición útil tiene que ver con la generalización del concepto de presión, que típicamente es $p = f/A$, con f el módulo de una fuerza, y A el área de aplicación de ésta. Para poder hacer esto se debe definir el *tensor de esfuerzos*, σ , de manera que

$$d\mathbf{T} = \sigma \cdot d\mathbf{S}, \quad (2.4)$$

donde $d\mathbf{S}$ es la superficie del elemento de volumen considerado en el esquema de la figura 2.8, mientras que $d\mathbf{T}$ es una fuerza interna, infinitesimal, del sistema. Este tensor también es simétrico, de manera que $\sigma_{ij} = \sigma_{ji}$.

2.2.2. Ley de Hooke

Típicamente, en un sólido, y en particular en un medio como la corteza terrestre, se satisface la llamada Ley de Hooke. Esta ley relaciona el tensor de deformaciones con el tensor de esfuerzos, en una forma lineal. En la corteza, esta ley de cumple en zonas alejadas de una ruptura, ya que en la misma y en el llamado *campo cercano* no se cumple [18]. La forma de esta ley es

$$\sigma_{ij} = \sum_{pq} c_{ijpq} \epsilon_{pq}, \quad (2.5)$$

donde los c_{ijpq} son los coeficientes elásticos del medio. La ecuación (2.5) es válida para cualquier sólido, sea isotrópico o anisotrópico. En el caso isotrópico se tiene [18]

$$c_{ijpq} = \lambda \delta_{ij} \delta_{pq} + \mu (\delta_{ip} \delta_{jq} + \delta_{iq} \delta_{jp}), \quad (2.6)$$

donde λ y μ son los llamados *coeficientes de Lamé*. En un medio como la corteza terrestre se tiene $\lambda \sim \mu$. Los términos del tipo δ_{nm} son Deltas de Kronecker, que son iguales a 1 cuando $n = m$, e iguales a 0 cuando $n \neq m$.

Entonces, usando (2.6) en (2.5), se obtiene la relación entre σ_{pq} y ϵ_{ij} , que es

$$\sigma_{ij} = \sum_{pq} \lambda \delta_{ij} \delta_{pq} \epsilon_{pq} + \mu (\delta_{ip} \delta_{jq} \epsilon_{pq} + \delta_{iq} \delta_{jp} \epsilon_{pq}). \quad (2.7)$$

Luego, tras un poco de álgebra, y usando la definición de ϵ_{ij} dada por (2.3), se obtiene

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \nabla \cdot \mathbf{u} + \mu \left[\frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} \right]. \quad (2.8)$$

En la ecuación (2.8) se tiene que el tensor de esfuerzos se relaciona con el vector de desplazamientos en dos grandes términos. El primero, que aparece sólo en la traza del tensor, es de compresión, mientras que el segundo es de cizalle. Esta relación es importante para lo que sigue, ya que permite escribir de manera adecuada una ecuación de movimiento, de la cual se obtiene el comportamiento de las ondas sísmicas, dada una fuente.

2.2.3. Ecuación de movimiento

Como una de las intenciones de este capítulo es dar luces acerca del comportamiento de las ondas sísmicas, el siguiente paso es escribir una ecuación de movimiento

de la cual se pueda obtener la respuesta del medio elástico a una perturbación.

Al aplicar una fuerza externa que produce una variación de volumen, f , se produce una alteración en las fuerzas internas del sistema, lo que lleva a que, para escribir el equilibrio de fuerzas, deben ser consideradas tanto las fuerzas de superficie como las fuerzas de volumen. De esta forma, la manera natural de escribir la Segunda Ley de Newton, usando (2.4), es

$$\int \int \int_V \rho \ddot{u}_i dV = \int \int \int_V f_i(\mathbf{x}, t) dV + \int \int_S \sigma_{ij} dS_j, \quad (2.9)$$

donde los dos puntos denotan una doble derivada respecto al tiempo, ρ es la densidad del medio, y dS_j es la componente j del vector de superficie $d\mathbf{S}$, que indica a la superficie que encierra el volumen deformado.

De la Ley de Gauss se tiene

$$\int \int_S \sigma \cdot d\mathbf{S} = \int \int \int_V \nabla \cdot \sigma dV,$$

lo que, por componentes, se escribe en la forma

$$\int \int_S \sigma_{ij} dS_j = \int \int \int_V \partial_j \sigma_{ij} dV. \quad (2.10)$$

Usando (2.10) en (2.9), se obtiene

$$\int \int \int_V \rho \ddot{u}_i dV = \int \int \int_V f_i(\mathbf{x}, t) dV + \int \int \int_V \partial_j \sigma_{ij} dV. \quad (2.11)$$

Luego, asumiendo que el elemento de volumen analizado es muy pequeño, de (2.11) se deduce la siguiente ecuación de movimiento:

$$\rho \ddot{u}_i = \sum_j \partial_j \sigma_{ij} + f_i. \quad (2.12)$$

Finalmente, usando (2.8), se obtiene una ecuación de estado para un sólido isotrópico:

$$\rho \ddot{u}_i = \sum_j \lambda \partial_{ij}^2 u_j + \mu (\partial_{ij}^2 u_j + \partial_{ji}^2 u_i) + f_i, \quad (2.13)$$

donde $\partial_i = \partial/\partial x_i$ es el operador de derivada espacial.

Para poder resolver (2.13) se necesita una fuente, es decir, la forma de f_i . Una vez conocida ésta, se puede pasar al espacio de Fourier, resolver el problema en dicho espacio, para luego realizar una inversión, y volver al espacio físico. De esta forma, dada una fuente, se conoce la respuesta del medio, que es el vector de desplazamiento, u .

2.3. Ondas sísmicas

Teóricamente, toda la información de las ondas sísmicas está contenida en (2.13). El problema es resolver esta ecuación dada la forma de la perturbación, e imponiendo las condiciones de borde apropiadas, para así obtener el campo de desplazamientos. Una vez obtenidos éstos se puede hacer un análisis de las deformaciones y los esfuerzos en todo el espacio.

Este proceso, aunque simple de enunciar, puede resultar muy complicado de realizar, por lo que suelen buscarse otros mecanismos para poder obtener los desplazamientos y las deformaciones producidas por estas ondas. En esta sección se mostrarán

ideas acerca de cómo son producidas estas ondas, y se terminará mostrando un método para calcular la deformación producida por éstas.

2.3.1. Fuente y ondas sísmicas

Un terremoto es un movimiento que produce una ruptura en la corteza terrestre, además de un desplazamiento relativo entre dos zonas de ésta. Se entiende por mecanismo de fuente la forma en que se produce este desplazamiento relativo entre dos fracciones de la corteza, junto con la zona de ruptura del terremoto.

En general, y como se muestra en un esquema simplificado en la figura 2.9, se tiene una zona donde dos trozos de corteza buscan moverse en sentidos contrarios. Si no existiese fricción entre ambas, el movimiento sería suave y no se produciría ningún temblor. Sin embargo, en la realidad sí existe un contacto, lo que lleva a que el movimiento sea bloqueado, de manera que se generan deformaciones en el borde de contacto de las dos zonas. Esto genera tensiones en toda esa zona. Éstas, en un modelo simplificado, inducen a una ruptura cuando se supera la tensión que puede soportar la corteza en ese lugar. Ésto da origen a una zona de ruptura, además de un dejar un desplazamiento relativo entre las porciones de corteza mencionadas.

Una vez que se produce la ruptura, ésta se puede aproximar por un plano. Además, el desplazamiento relativo entre dos placas se puede modelar con una doble pareja de fuerzas, cada una con momento sísmico M_0 . Esta doble pareja produce que los primeros movimientos de una onda sísmica no sean iguales en torno al lugar donde se produce este desplazamiento, generándose, en el caso de las llamadas *Ondas P*, zonas de compresión y expansión. En la figura 2.10 se muestra un esquema de cómo se forman, en forma simplificada, estas zonas.

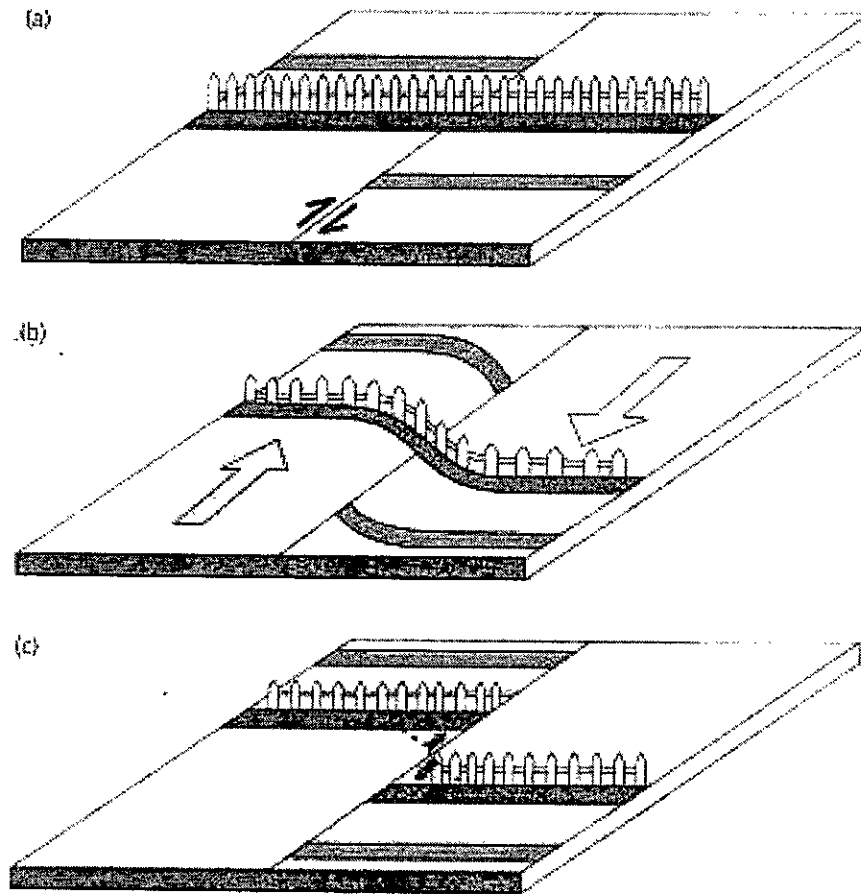


Figura 2.9: Esquema de un mecanismo típico mediante el cual se puede formar un terremoto. En la figura a) se muestra una zona que está sometida al movimiento relativo entre dos porciones del terreno. En la figura b) se puede ver cómo este movimiento relativo empieza a generar deformaciones en la zona. Cuando las deformaciones son muy grandes, se genera una ruptura y las dos partes del terreno experimentan un desplazamiento relativo, que queda evidenciado por la distancia entre los dos puntos de la cerca. Imagen tomada del libro *An introduction to seismology, earthquakes, and earth surface*, de STEIN y WYSESSION [17].

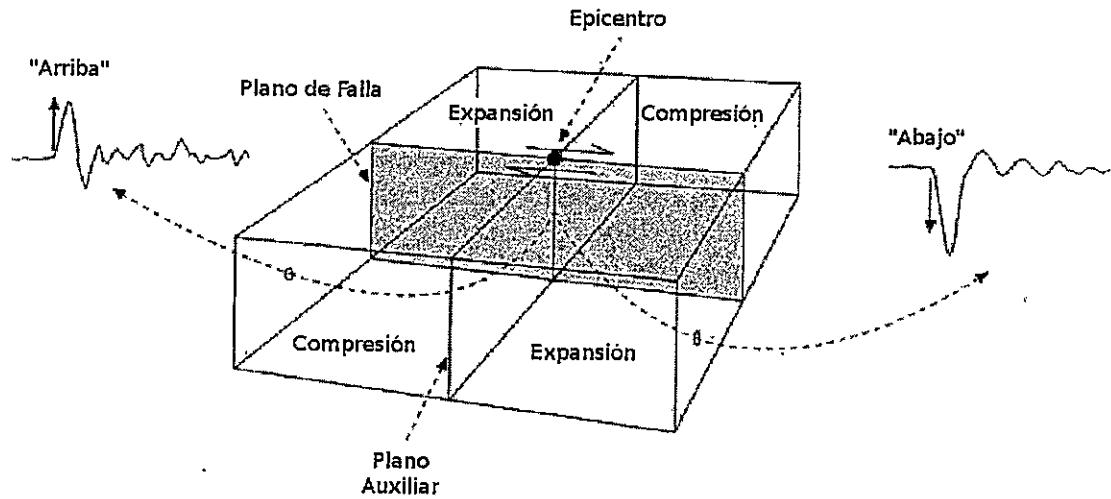


Figura 2.10: Esquema de los primeros movimientos de una onda P generada por un terremoto. Se muestra cómo se generan las zonas de expansión y de compresión, además de una forma en la cual se reciben las primeras señales de estas ondas en un sismógrafo en cada zona. Para poder entender estas zonas se debe introducir un plano auxiliar, paralelo al de desplazamiento, donde existe otra pareja de fuerzas, que es la que ayuda a generar las distintas zonas de expansión y compresión. La imagen fue extraída del libro *An introduction to seismology, earthquakes, and earth surface*, de STEIN y WYSESSION [17].

En general, en un terremoto se generan ondas de compresión y expansión, las llamadas *Ondas P*, y de cizalle, las llamadas *Ondas S*. Las primeras son longitudinales mientras que las segundas son transversales. La amplitud de ambas decae con la distancia como r^{-1} , y la de las *S* es mayor que la de las *P*. Esto produce que las ondas *S* generen el mayor daño mientras pasan por un lugar.

Es importante mencionar que las ondas no afectan a las distintas zonas de la corteza de la misma manera, como uno podría esperar, por ejemplo, en el caso de una onda acústica. Aquí, ya que un espacio elástico permite la aparición de cizalles,

las ondas se propagari de una manera distinta, generando un llamado *patrón de radiación*, que hace referencia a qué zonas son afectadas por una compresión o por una expansión en los primeros movimientos de una onda P . En la figura 2.11 se muestra un esquema de la traza del tensor de esfuerzos producidos por una onda P dada una fuente de ruptura, también mostrada en la figura. Allí se puede apreciar cómo hay zonas que son afectadas primero por una compresión volumétrica y otras que son afectadas inicialmente por una expansión volumétrica. El esquema de la figura muestra la forma de la onda P en el campo lejano, en un espacio infinito, de manera que no para obtenerla no se consideró el efecto de la superficie, que complica más el problema.

Si bien existe una expresión para una aproximación de un pulso debido a una falla rectangular finita, ésta no reproduce completamente la fenomenología de la situación, debido a que no se considera el efecto de que la corteza terrestre no es infinita, lo que elimina a las ondas superficiales. Éstas son fundamentales para poder obtener una estimación de las deformaciones producidas por un terremoto. Conseguir esto es un proceso complicado, y muchas veces no puede ser resuelto analíticamente, por lo que en la subsección 2.3.3 se muestra un método para estimar estas deformaciones en una manera más sencilla.

2.3.2. Espacio elástico no infinito

Todo el tratamiento de las subsecciones anteriores se ha hecho en un espacio elástico infinito. Sin embargo, la corteza terrestre no lo es. Es por esta razón que hay una riqueza más grande de ondas que sólo las P y las S . En particular, existen las ondas de Rayleigh y Love, que son ondas superficiales, y surgen cuando una de

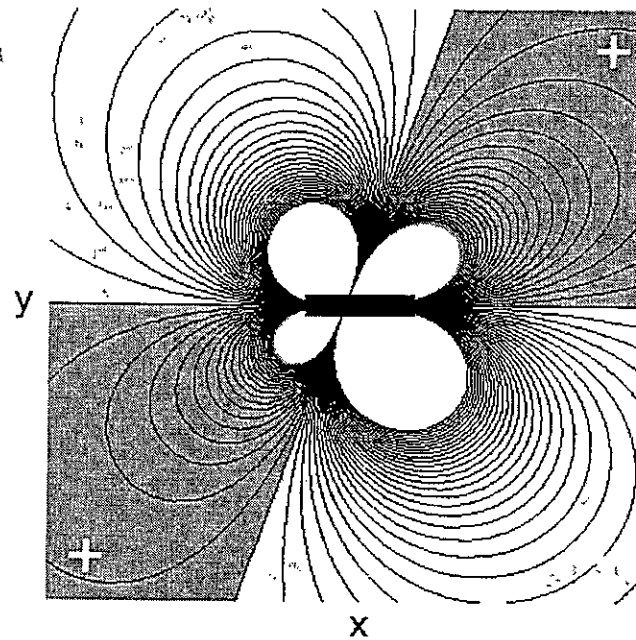


Figura 2.11: Esquema de la proyección de la traza del tensor de esfuerzos producido por una onda P sobre un plano paralelo al plano de falla. La zona de ruptura está indicada con un rectángulo achurado en el centro de la figura. Los signos $+$ y $-$ indican una zona de compresión y una zona de expansión, respectivamente. Este patrón de zonas se llama *patrón de radiación*. Los valores de la traza en las zonas que están sometidas a los mismos esfuerzos decae en función de la distancia a la zona de ruptura como r^{-3} , con r dicha distancia.

las anteriores incide sobre el borde superior de la corteza. Las reflexiones y difracciones en dicho borde generan estas nuevas ondas, que alteran los desplazamientos producidos por un terremoto, ya que en un lugar del espacio ya no se tendrá sólo la contribución de las ondas P y S . La fenomenología de total de éstas, sin embargo, no será considerada explícitamente en este instante ya que, como se dijo al final de la subsección anterior, las deformaciones producidas por los terremotos, que es lo que interesa obtener, serán estimadas mediante un método del que se hablará en la subsección 2.3.3.

2.3.3. Deformaciones producidas por las ondas sísmicas

Los terremotos producen ondas sísmicas, y éstas ondas producen deformaciones en la zona por la cual pasan, a medida que se van propagando. Para poder obtener estas deformaciones una alternativa es tomar la ecuación de movimiento de un espacio elástico, dada por (2.13), asumir que un terremoto es una falla finita que se propaga por el espacio, imponer condiciones de borde, y resolver para así poder obtener el vector de desplazamientos, $\mathbf{u}(\mathbf{r})$. Este procedimiento es bastante complicado, especialmente por las condiciones de borde que haya que utilizar. Es por esto que un mejor método para tener información de ellas es usar una serie de sismogramas ubicados alrededor de la fuente sísmica, y de allí estimar la amplitud de las deformaciones que se producen.

Como el objetivo de esta tesis es analizar la relación entre los grandes terremotos y las erupciones volcánicas durante el siglo XX en Chile, entonces el método que se utilice debe estar basado en alguna configuración similar a la que se tiene acá: una zona de subducción en la cual se producen la mayoría de los grandes terremotos,

y un cordón volcánico a un costado de ella. En 1990, Houston y Kanamori [20], realizaron un análisis de las deformaciones producidas por un terremoto de magnitud $M_W = 8$, ocurrido en Michoacán, Mexico, donde los sismógrafos que registraron los movimientos estaban ubicados de una manera muy similar a cómo están ubicados los volcanes en una zona de subducción, que es siguiendo una especie de arco. Ellos plantearon que una forma de escalar la amplitud de las deformaciones, $\delta = \Delta V/V$, la variación de volumen por unidad de volumen, viene dada por

$$\delta = \delta_M \left(\frac{r_M}{r} \right)^p, \quad (2.14)$$

donde δ_M la amplitud de la deformación del terremoto de México analizado por Houston y Kanamori [20], medida por un sismógrafo que estaba ubicado a una distancia r_M del epicentro del evento; r es la distancia de un punto donde se quiere medir la deformación δ al epicentro de un terremoto cualquiera, y p es un exponente de escalamiento que tiene que ver con la frecuencia de las ondas que se registraron en aquella ocasión, cuyo valor está en el rango $0.43 \leq p \leq 0.8$. Esta relación permite estimar un rango de deformaciones producidas por las ondas sísmicas generadas por un terremoto, lo que será muy importante más adelante.

Es importante notar que la ecuación (2.14) no hace referencia alguna a la magnitud del terremoto, por lo que trata a un terremoto de magnitud 9 exactamente igual como trataría a un terremoto de magnitud 8. En principio esto puede ir en contra de la primera intuición, donde las ondas producidas por terremotos más grandes producen deformaciones significativamente mayores. Esto es cierto para los desplazamientos producidos por los terremotos, no así para las deformaciones, ya que la razón entre ancho y largo de un plano de falla suele ser muy similar para grandes

terremotos, lo que produce que las variaciones de volumen por unidad de volumen producidas por las ondas sísmicas no dependan tanto de la magnitud, sino más bien de la distancia del lugar donde son registradas a la zona de ruptura. Esa es la razón por la cual el escalamiento para las deformaciones propuesto en (2.14) es aplicable.

2.4. Deformaciones post-sísmicas

Una vez que las ondas sísmicas pasan por un lugar, dicha zona queda con una deformación que se mantiene en el tiempo después de que la deformación original deja de existir. Si bien el movimiento entre las placas tectónicas continúa después de ocurrido el terremoto, generando nuevas deformaciones, éstas tienen que ver con el lento movimiento entre éstas, y a nivel superficial su valor no es tan importante como el de las deformaciones debidas al terremoto. Es por esto que en esta tesis sólo se hace referencia a las deformaciones debidas al terremoto.

El comportamiento de las deformaciones producidas por un terremoto, y de los consiguientes esfuerzos, son muy importantes a la hora de entender el estado real de una zona, así como para poder hacer algún estimación de cuál será el punto en el que dicho espacio se rompa, generando otro sismo, u otro fenómeno como, por ejemplo, facilitar la actividad volcánica en alguna zona. En esta sección se dará un breve resumen de lo hecho en la literatura al respecto.

2.4.1. Deformaciones estáticas

La primera idea para poder cuantificar teóricamente las deformaciones post-sísmicas viene de suponer un espacio elástico. En este caso, una deformación inducida por

un terremoto se mantendría por un tiempo, hasta que el espacio vuelva a su estado inicial. Temporalmente, el valor de una deformación decae exponencialmente [17]. Sin embargo, un tiempo característico de decaimiento en el valor de la deformación es del orden de 300 años, por lo que se puede asumir que, a escalas de tiempo menores a los 100 años, ésta es permanente. A esta deformación se le llama *estática*.

Un análisis más acabado del estado de un espacio después del pasar de las ondas fue hecho por Okada [21], donde usó, en vez de un espacio elástico infinito, un semi espacio, de manera que contabilizó los aportes de las ondas superficiales a las deformaciones. En su trabajo él obtiene expresiones analíticas para los desplazamientos producidos por los distintos tipos de fuente, con lo que se pueden obtener los desplazamientos para una falla, sea puntual o rectangular, con cualquier plano de falla. Con esta herramienta es posible tomar un catálogo de terremotos y estimar los esfuerzos producidos por ellos, lo que es sumamente importante para poder establecer el estado de cualquier lugar del espacio. En este análisis se asume que el espacio es homogéneo, de manera que no se analiza el efecto que pueda tener un terremoto sobre una falla, por ejemplo. Es en estas zonas donde los resultados que se puedan obtener mediante este método pierden sentido.

Una vez obtenidos los desplazamientos estáticos que quedan después de que hayan pasado las ondas sísmicas por un lugar se puede obtener el tensor de esfuerzos estáticos de la zona. Este tensor, que tiene 6 componentes independientes, es muy importante para entender el estado de la corteza después de ocurrido el terremoto y, en forma de matriz, se puede escribir en la forma

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \tau_{12} & \tau_{13} \\ \tau_{12} & \sigma_{22} & \tau_{23} \\ \tau_{13} & \tau_{23} & \sigma_{33} \end{pmatrix}, \quad (2.15)$$

donde se muestran las componentes de la traza, que tienen que ver con la compresión y la dilatación de una zona, y las componentes τ_{ij} , que tienen que ver con las componentes rotacionales del tensor. Una invariante importante de este tensor es la traza, ya que a partir de ella se define un *esfuerzo promedio*, dado por

$$\bar{\sigma} = \frac{1}{3}(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33}). \quad (2.16)$$

Esta cantidad da el nivel de compresión o expansión de una zona. Otra invariante importante es la segunda invariante del tensor de desviaciones de esfuerzos, dado por

$$D_{\sigma} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} - \bar{\sigma} & \tau_{12} & \tau_{13} \\ \tau_{12} & \sigma_{22} - \bar{\sigma} & \tau_{23} \\ \tau_{13} & \tau_{23} & \sigma_{33} - \bar{\sigma} \end{pmatrix}. \quad (2.17)$$

La invariante importante de este tensor está dada por

$$\Theta = \frac{1}{3}(\sigma_{11} + \sigma_{22} + \sigma_{33})^2 - (\sigma_{11}\sigma_{22} + \sigma_{22}\sigma_{33} + \sigma_{11}\sigma_{33} - \tau_{12}^2 - \tau_{13}^2 - \tau_{23}^2). \quad (2.18)$$

La importancia física de las invariantes $\bar{\sigma}$ y Θ se ven cuando se toma la expresión de la energía debida a la deformación por unidad de volumen, W , en un espacio elástico. Ésta es [22]

$$W = \frac{(3\bar{\sigma})^2}{18K} + \frac{\Theta}{2\mu}, \quad (2.19)$$

donde K y μ son el módulo de deformación del *bulk* y el módulo de cizalle, respectivamente. De esta forma, $\bar{\sigma}$ tiene que ver con las variaciones de volumen de una zona,

mientras que Θ es la contribución total a la energía generada por los cizalles producidos. Estas dos cantidades serán importantes al analizar el efecto de los terremotos sobre los volcanes más adelante, en el capítulo 5.

2.5. Esfuerzos y rupturas en la roca

Cuando un terremoto produce deformaciones en algún lugar el tensor de esfuerzos varía. Los valores de las componentes de este tensor son importantes para poder analizar el estado de la zona, y así poder ver si se está cerca de una ruptura o no. Para poder decir algo de lo último, sin embargo, se requiere tener algún criterio de ruptura. En esta sección se hablará justamente de eso, ya que se analizarán las condiciones de esfuerzos que llevan a una roca a la ruptura.

2.5.1. Criterio de ruptura de Cauchy-Mohr

Un tensor de esfuerzos es simétrico, y puede ser escrito de la siguiente forma

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_1 & \tau_{12} & \tau_{13} \\ \tau_{12} & \sigma_2 & \tau_{23} \\ \tau_{13} & \tau_{23} & \sigma_3 \end{pmatrix}, \quad (2.20)$$

donde los σ_i son llamados *esfuerzos normales* y τ_{12} , τ_{13} y τ_{23} son llamados *esfuerzos de cizalle*. La diferencia entre éstos es importante, debido a que varios experimentos han mostrado que, si un *esfuerzo de cizalle* traspasa cierto límite, la roca se romperá. La forma en que se determina este límite viene dada por el *criterio de ruptura de Cauchy-Mohr*.

El criterio de ruptura de Cauchy-Mohr [17] plantea que, en un plano $\tau_i - \sigma_j$, donde τ_i es un *esfuerzo de cizalle* particular, y σ_j es el *esfuerzo normal* asociado a un plano cualquiera, existen dos líneas de ruptura, dadas por

$$|\tau| = \tau_0 + n\sigma, \quad (2.21)$$

donde τ_0 es la *resistencia de cohesión* y n es el *coeficiente de fricción interna* [17]. Dichos coeficientes son propiedades de los materiales. La ruptura se genera cuando se da

$$|\tau| \geq \tau_0 + n\sigma. \quad (2.22)$$

En general las rocas siguen la *Ley de Byerlee*, en la cual se tiene que existen dos grandes líneas de ruptura, dependiendo del valor del *esfuerzo normal*. Éstas dos líneas están dadas por [17]

$$|\tau| \simeq \begin{cases} -0.85\sigma, & |\sigma| < 200 \text{ MPa} \\ -0.6\sigma + 50[\text{MPa}], & |\sigma| > 200 \text{ MPa} \end{cases}, \quad (2.23)$$

de manera que se tienen dos comportamientos, dependiendo de la presión a la que ya estén sometidas las rocas antes. Considerando que a una profundidad $z = 3 \text{ km}$ el *esfuerzo normal* es aproximadamente $\sigma = -\rho g z \sim -100 \text{ MPa}$, se puede ver que cerca de la superficie se requiere un *esfuerzo de cizalle* menor para poder generar rupturas.

2.5.2. Presión de Poro

Otro concepto importante a introducir es la presión de poro. Este concepto es importante cuando no se puede considerar que una zona está compuesta sólo de roca

seca, sino que tiene reservas de fluido entre medio. Cuando esto ocurre, la presión a la que están sometidas las rocas en una zona particular ya no es simplemente $\sigma = -\rho gz$, con $\rho \sim 3 \text{ gr/cm}^3$, debido a que el fluido es menos denso que la roca. La forma en la cual se introduce el fluido que puede estar en los poros de la roca está dada por

$$\bar{\sigma} = \sigma - P_f, \quad (2.24)$$

donde P_f es la presión de poro, o de fluido. Ésta se define con el signo negativo ya que hace al esfuerzo obtenido menos compresivo. Un modelo sencillo, que puede aplicarse para bajas profundidades, es considerar que el fluido tiene contacto con la superficie, de manera que

$$P_f(z) = -\rho_f gz, \quad (2.25)$$

donde $\rho_f = 1 \text{ gr/cm}^3$ es la densidad del agua, que es el fluido más común que existe a dichas profundidades.

Entonces, considerando una situación litoestática, donde la única fuerza que se aplica sobre las rocas en una zona es el peso de todo el volumen que está sobre ellas, se tiene que el *esfuerzo normal* que se aplica sobre ellas está dado por

$$\sigma_{\text{normal}} = -(\rho - \rho_f)gz. \quad (2.26)$$

Esta última ecuación produce que la presión sobre las rocas sea menor en aproximadamente un 33% a lo generado sólo por el peso del volumen de rocas secas.

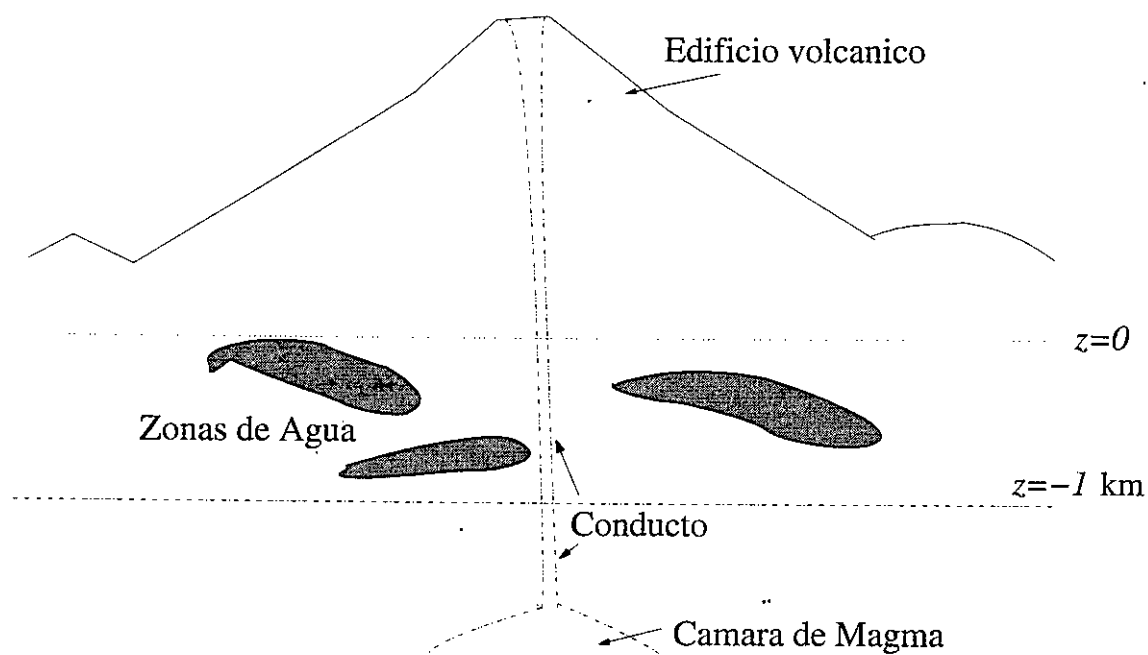


Figura 2.12: Esquema de una típica zona volcánica alrededor de un estratovolcán. Importante apreciar las zonas donde existe agua, pintadas de color gris. El agua de estas zonas suele estar conectada a la superficie y generar zonas de aguas termales.

2.5.3. Ejemplo: Edificio volcánico

Para poder tener una idea de los valores de los *esfuerzo de cizallees* que se necesitan para generar una ruptura a distintas profundidades en una zona volcánica, se planteará el ejemplo particular de un estratovolcán típico. Un esquema de éste se puede ver en la figura 2.12. En esta figura se considera que la zona alrededor de un volcán contiene reservas de agua entre la roca, que es de donde se obtienen las aguas termales. Estas reservas de agua pueden considerarse conectadas a superficie, y se puede considerar que existen hasta una profundidad $h = 1$ km [2].

Para poder analizar la posibilidad de una ruptura, se debe comenzar por el tensor de esfuerzos. En el caso litoestático que se está analizando éste es nulo en todas sus componentes salvo en σ_{33} , que es el *esfuerzo normal* que se tiene sobre el plano $x - y$. Éste esfuerzo está dado por

$$\sigma_3 = -(\rho - \rho_l)gh - \rho g(z - h) - P_e, \quad (2.27)$$

donde P_e es la presión debida a la presencia del edificio volcánico. De esta forma, suponiendo que el edificio es un cono perfecto con densidad de masa constante ρ , la presión sobre un punto depende de la posición, ya que la altura del cono no será la misma en todos lados. De todas formas, la presión P_e se puede considerar como

$$P_e(x, y) = \rho g h_{\text{vol}}(x, y). \quad (2.28)$$

De esta forma, y considerando que la profundidad hasta la cual se puede tener agua como $h = 1$ km, entonces se puede obtener una tabla de valores de σ_3 para distintas profundidades. Luego, considerando que σ_3 es el *esfuerzo normal*, se usa

(2.23) para obtener una estimación de cuanto es el mínimo *esfuerzo de cizalle* que se necesita para generar una ruptura. En la tabla 2.1 se muestra un ejemplo de estos resultados. Todo está hecho considerando una compresión.

Profundidad [km]	$-\sigma_3$ [MPa]	$ \tau _{\min}$ [MPa]
1	107.4	91.63
2	137.2	116.62
3	166.6	141.61
4	196	166.6
5	225.4	185.24
6	254.8	202.88
7	284.2	220.52
8	313.6	238.16
9	343	255.8
10	372.4	273.44

Cuadro 2.1: Cálculo de los valores del *esfuerzo normal* debido a un volcán cuya cumbre está a 3 km sobre el nivel del mar a distintas profundidades, con la correspondiente estimación del mínimo *esfuerzo de cizalle* que debe generarse para obtener una ruptura.

Capítulo 3

Volcanes

Se entiende por volcán a una fisura en la corteza terrestre que permita almacenar magma y que de la posibilidad para que éste pueda entrar en contacto con la superficie. Cuando el magma entra en contacto con la superficie se produce una erupción volcánica. En este capítulo se mencionarán algunos detalles básicos sobre la dinámica de los volcanes, sobre todo para así poder fijar un vocabulario sobre el cual se construirán los capítulos siguientes.

3.1. Estructura de un volcán

La estructura de un volcán debe permitir que el magma entre en contacto con la atmósfera. Si bien la geometría de todos los volcanes no es la misma, una imagen simple de la estructura de un volcán es la que corresponde a la de un estratovolcán, que se puede apreciar en la figura 3.1.

En la parte más profunda de la estructura se tiene el límite entre la corteza terrestre y el manto, que es de donde viene el magma. Si éste encuentra un espacio por el cual subir por la corteza, lo hace, y se puede ir almacenando en pequeños espacios

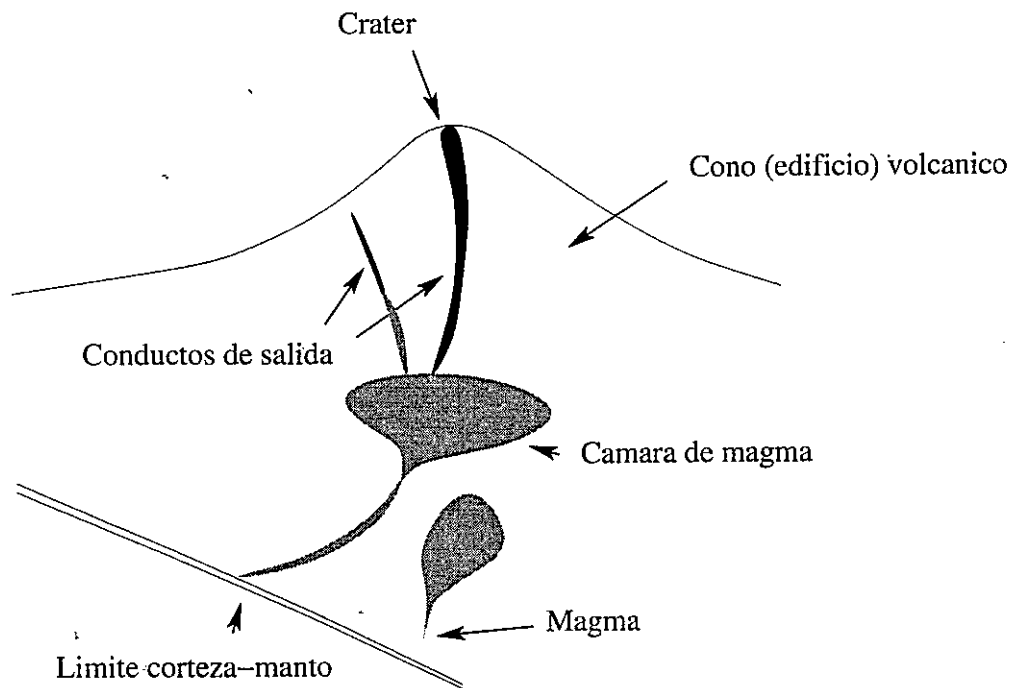


Figura 3.1: Esquema típico de un estratovolcán, donde se puede ver la existencia de una cámara de magma y conductos que contactan el magma existente con la superficie. Las zonas grises representan al magma presente en la zona. Este magma se produce debido a la fusión parcial de los componentes de las placas tectónicas, que se generan a una presión mucho menor, en la zona costera, por lo que no pueden soportar la alta presión debido al volcán.

de ésta. Se requiere una deformación suficiente para que el magma pueda encontrar fisuras por las cuales ascender. Una vez almacenado en una *cámara de magma* más superficial, ubicada típicamente a menos de 10 kilómetros de profundidad [2], el magma puede comenzar su ascenso por algún conducto superficial que lo termine de conectar con la superficie. Es importante mencionar que la existencia de una cámara de magma no es necesaria, pero generalmente se tiene una.

Muchas veces la cámara de magma más superficial suele encontrarse cerca de fuentes de agua, produciendo un aumento en la temperatura de éstas. Estas fuentes, llamadas hidrotermales, pueden ayudar a tener erupciones con mucho vapor de agua, que son llamadas *freatomagmáticas* [16].

Si bien en varios volcanes se puede definir un conducto principal, como el mostrado en la figura 3.1, generalmente existen varios secundarios, por lo cuales el magma puede encontrarse con la atmósfera. Cuando esto ocurre en un volcán tipo estratovolcán, generalmente se forma un cono secundario, que se llama *cono parásito*. Normalmente, existen varios de estos conos [16].

Si bien en la figura 3.1 se muestra el caso de un volcán del tipo *estratovolcán*, existen geometrías más diversas. En la subsección 3.1.2 se analizan los distintos tipos de volcanes. Información sobre los tipos de magmas se da en la subsección 3.1.1.

3.1.1. Tipos de magmas

La dinámica de la Tierra es tal que en el borde entre la corteza y el manto se puede fundir parte de la primera, generando un *magma*, que es roca fundida, con variados materiales en él. Uno de los más importantes es el Dióxido de Silicio, SiO_2 , ya que es el que define características tales como la viscosidad, que juega un papel fundamental a la hora de hablar de la explosividad de erupciones volcánicas.

El magma que se genera en esta primera etapa es de tipo *basáltico*, con una concentración de SiO_2 que está en el rango 45-52 %. A medida que va ascendiendo éste, al tener una temperatura muy alta aún, puede derretir las rocas de alrededor, generando una mezcla que, en principio, es llamada *riolítica*, cuya concentración de SiO_2 está en el rango 70-80 %, lo que la hace mucho más viscosa. Mezclas más superficiales producen magmas *intermedios*, cuya concentración de SiO_2 está en el rango 52-70 % [16].

Los bordes de placas tectónicas tienen mucho que ver en la composición típica de los magmas de cada una. En un límite de placas divergentes, donde las placas se alejan, el magma que surge suele ser de tipo basáltico. Este tipo, que es el menos viscoso, también suele estar presente en zonas de islas volcánicas, como en Hawaii. Los magmas más viscosos suelen estar presentes en límites convergentes de placas, también llamadas zonas de subducción, ya que en estos lugares el magma debe recorrer una distancia mayor para llegar a la superficie, facilitando distintas mezclas a medida que va ascendiendo. En el caso particular de los volcanes de los Andes chilenos, que están en una zona de subducción, los volcanes suelen tener magmas del tipo intermedios, en este caso particular llamados *andesíticos*. En la misma cordillera también existen volcanes en los cuales se tienen magmas más viscosos, de tipo

riolítico, como en el volcán Chaitén, por ejemplo [16].

La viscosidad de un magma resulta ser muy importante para el comportamiento eruptivo de un volcán. Esto debido a que, cuando el magma está localizado en un lugar cercano a la superficie, comienza a enfriarse, lo que permite que los volátiles que contiene tengan un volumen suficiente como para formar burbujas. A medida que la diferencia de presión de la superficie con el magma se va haciendo más grande, las burbujas intentan escapar del magma, por un efecto de difusión. Para magmas menos viscosos, como los basálticos, esto ocurre normalmente, por lo que el magma llega a la superficie prácticamente desgasificado, produciendo *coladas de lava*. Sin embargo, para magmas más viscosos, es mucho más difícil que las burbujas de gas escapen. En efecto, lo usual es que éstas no lo consigan, lo que puede llevar a que, debido a la diferencia de presión entre la atmósfera y la propia, puedan romper el magma, generando explosiones [16,23]. Debido a esto, se asocian las erupciones más explosivas a magmas más viscosos. En la sección 5.1 se volverá sobre esto.

3.1.2. Tipos de volcanes según su geometría

Un volcán es una fisura en la corteza terrestre que permite el contacto entre el magma y la superficie. Cuando se habla de la geometría de éstos, se encuentra que muchas veces está ligada íntimamente al magma que los alimenta, debido al movimiento entre placas tectónicas. Esto genera diversos tipos de volcanes, que se muestran en la figura 3.2 y que pasan a describirse a continuación:

- **Volcán de Escudo:** Este tipo de volcán tiene una forma de cono con una pendiente muy suave. Un ejemplo de este tipo de volcán es el Kilauea, en Hawaii,

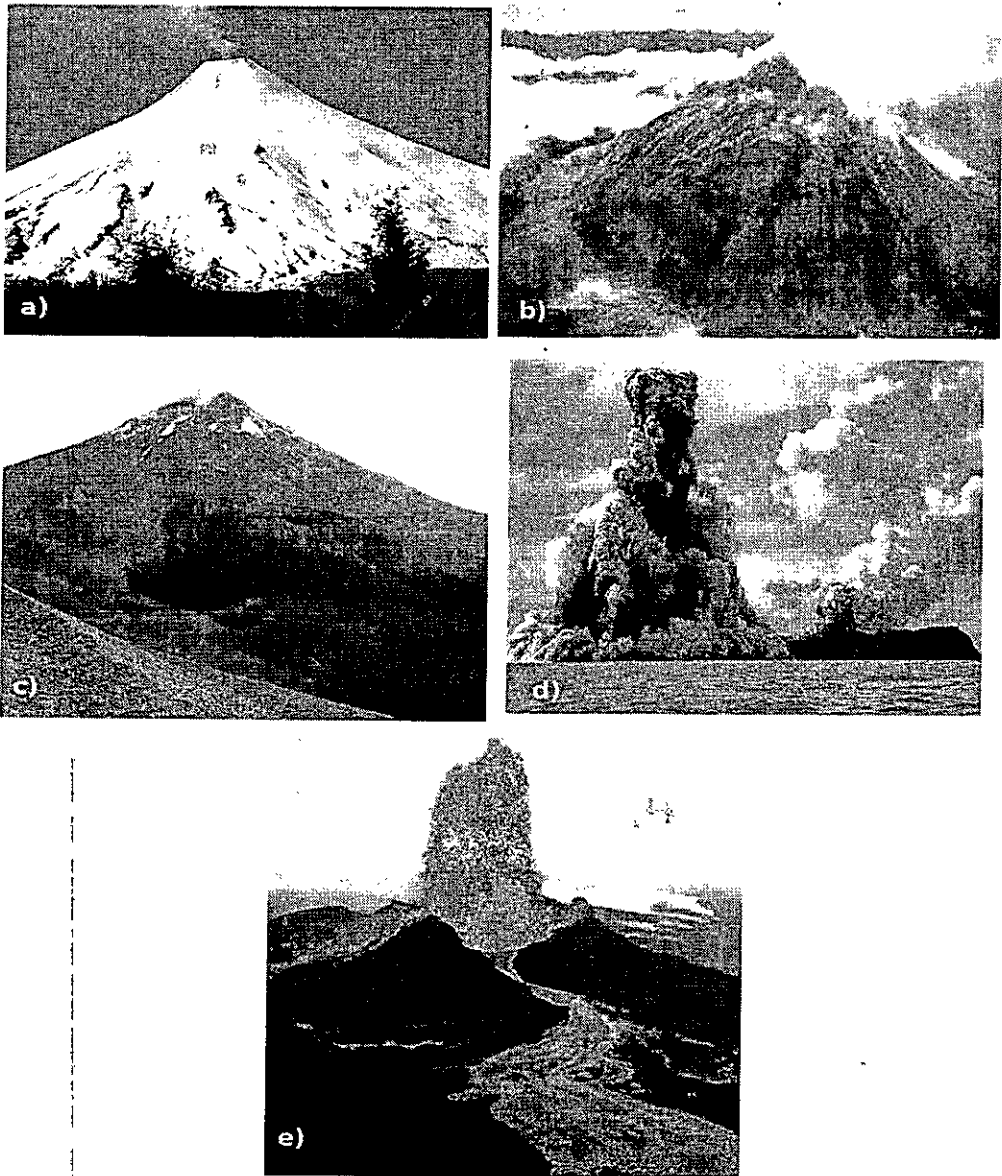


Figura 3.2: Tipos de volcanes según su geometría. En la figura a) se muestra al volcán Villarrica, un típico estratovolcán. En la figura b) se muestra un ejemplo de un domo de lava, el volcán Chaitén. En la figura c) se muestra un cono volcánico (o parásito), el cráter Navidad, con el volcán Lonquimay al fondo. En la figura d) se muestra una erupción de un volcán submarino, el volcán Tonga. En la figura e) se muestra el volcán Kilauea, que es un clásico ejemplo de un volcán de escudo. En la subsección 3.1.2 se entregan detalles de cada tipo de volcán.

que posee un magma basáltico poco viscoso, lo que hace que sus erupciones sean poco explosivas.

- **Estratovolcán:** Un stratovolcán es el tipo de volcán que representa la imagen más popular de éstos. Éstos se forman debido a diversas capas de material que ellos mismos han eyectado en erupciones anteriores. Los stratovolcanes usualmente poseen magmas de tipo intermedio. Ejemplos típicos de estos volcanes son el Volcán Villarrica, en Chile, y el Monte Fuji, en Japón.
- **Cono piroclástico:** Muchas veces el magma no llega a la superficie por un conducto principal, por lo que busca otra forma de salir. Esto típicamente produce un nuevo cono piroclástico, también llamado cono parásito, o simplemente cono volcánico. Usualmente un stratovolcán está acompañado de muchos conos parásitos alrededor.
- **Dómo de Lava:** Cuando el magma que sale a la superficie es muy viscoso y logra desgasificarse, tiene por resultado la salida a superficie de lava muy viscosa, que no alcanza a fluir, por lo que se aglutina alrededor de la fisura por la cual ocurre la erupción, generando lo que se llama un *domo de lava*. Las erupciones de volcanes de este tipo suelen ser muy explosivas, por lo que producen mucha destrucción. Un ejemplo de este tipo de volcán es el Chaitén, ubicado en Chile, cuyo magma es del tipo riolítico, y ha estado en una fase eruptiva muy violenta desde Mayo del 2008.
- **Volcanes Submarinos:** Cuando el magma entra en contacto con el océano y no con la atmósfera se forma lo conocido como *volcán submarino*. Estos tipos de volcanes suelen estar ubicados en límites divergentes de placas y en

los denominados *hot spots*. Usualmente el tipo de magma que presentan es basáltico.

3.2. Erupciones volcánicas

Cuando el magma logra llegar a la superficie, se produce una erupción volcánica. La dinámica de ésta es muy complicada, y todavía no está completamente entendida en detalle [24]. En esta sección se mostrarán detalles acerca de algunas de las características propias de éste fenómeno.

3.2.1. Cómo se genera una erupción volcánica.

A medida que el magma va ascendiendo por un conducto que lo conecte con la superficie, éste comienza a enfriarse. Esto produce que los volátiles presentes en el magma comiencen a manifestarse en forma de burbujas [2]. Las burbujas, junto con la viscosidad del magma, juegan un papel muy importante en la dinámica de la erupción [23]. Un esquema de las fases de ésta se encuentra en la figura 3.3.

Dependiendo de las características del magma y de la concentración de volátiles que éste tenga, la erupción puede ser más o menos explosiva. Los materiales que lance un volcán a la atmósfera en una erupción dependerán fuertemente tanto de la viscosidad del magma como de la concentración de gases que exista en él.

3.2.2. Materiales piroclásticos

La forma en que el magma se enfríe es fundamental para poder entender qué tipo de material saldrá hacia la superficie durante una erupción volcánica. Un resumen de la mayoría de los materiales que lanza un volcán durante una erupción se presenta a

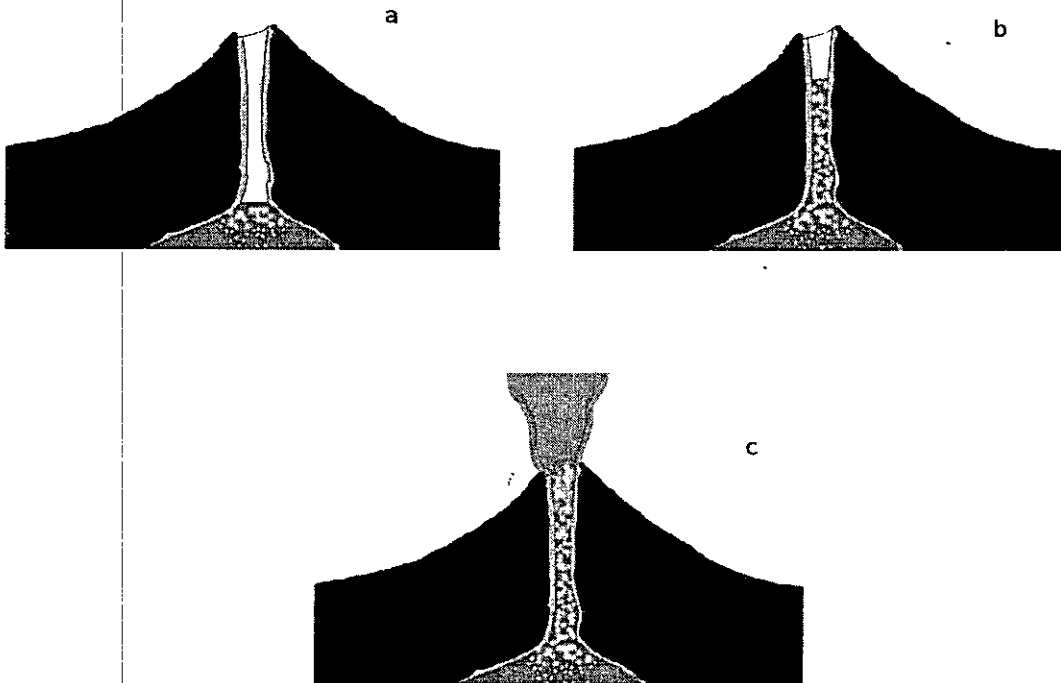


Figura 3.3: Esquema de una erupción volcánica típica. En la figura a) se muestra una cámara de magma llena de un magma (en gris), que contiene burbujas de gas en su interior (puntos blancos). A medida que el magma encuentra una diferencia de presión importante, comienza a subir por el conducto, mientras las burbujas empiezan a expandirse, aumentando las posibilidades, o bien de desgasificación, o de ruptura del magma, como se muestra en la figura b). Finalmente, el magma entra en contacto con la atmósfera. En la figura c) se muestra cómo las zonas que logran desgasificarse generan coladas de lava, mientras que en las otras se producen explosiones. Las grandes erupciones se generan cuando la presión interna de las burbujas de gas es tal que pueden romper el magma.

continuación:

- **Coladas de Lava:** Cuando el magma es poco viscoso, de manera que las burbujas de gas puedan escapar de él fácilmente durante una erupción, o está muy desgasificado desde un comienzo, el magma llega a la superficie en forma de lava, formando las llamadas *coladas de lava*. Dependiendo de la viscosidad del magma, se tendrá lava más o menos fluida. En el caso de los volcanes de los andes chilenos, que tienen un magma principalmente andesítico, las coladas de lava, si es que las hay, se mueven del orden 1-10 metros por hora. El daño de las coladas de lava es bastante local, ya que sólo afectan el lugar por el que pasan, que no suele ser más de pocos kilómetros desde el cráter del volcán [16].
- **Rocas:** Cuando el magma es más viscoso, y las erupciones se vuelven más explosivas, una de las primeras cosas que ocurre es el lanzamiento al aire de rocas incandescentes. Éstas se producen debido al fragmentamiento del magma al ser enfriado. Cuando las erupciones son más explosivas, el magma se fragmenta en pedazos más pequeños, que forman lo que se conoce como nube de tefra [16].
- **Tefra:** Tefra es el concepto que engloba al material, que se produce debido a la fragmentación del magma, que tiene un volumen muy pequeño. La tefra suele aparecer en forma de nubes, que popularmente son conocidas como nubes de ceniza, y es el material que mayor distancia alcanza fuera de un volcán. Los típicos daños que produce una nube de tefra tienen que ver con problemas respiratorios de los animales alrededor del volcán, envenenamiento de la flora, disminución de la temperatura de la Tierra cuando la cantidad de tefra eyectada es mucha, etc [16]. La cantidad de tefra eyectada, además, sirve para poder definir el nivel de la explosividad de la erupción, ya que se necesita una mayor

presión interna del magma para poder fragmentar el magma de tal forma que se generen grandes volúmenes de ésta.

Otros dos daños importantes que produce un volcán en una erupción son los lahares y los flujos piroclásticos. Los lahares son aluviones generados principalmente por el derretimiento de la cubierta de hielo que poseen muchos volcanes, mientras que los flujos piroclásticos se producen cuando nubes de tefra colapsan, y comienzan a bajar por el manto del volcán, como una avalancha caliente que destruye todo a su paso.

3.2.3. Índice de Explosividad Volcánica

En base al volumen de tefra eyectado se define lo que se llama el *Índice de Explosividad Volcánica* (VEI, por sus siglas en inglés). En la tabla 3.1 se muestra la definición de éste índice.

VEI	Rango V [m ³]	Ejemplo de erupción
0	$0 - 10^4$	Usuales del volcán Mauna Loa, Hawái
1	$10^4 - 10^6$	Usuales del volcán Stromboli, Italia
2	$10^6 - 10^7$	Volcán Llaima, Mayo 1994, Chile
3	$10^7 - 10^8$	Volcán Llaima, Enero 2008, Chile
4	$10^8 - 10^9$	Volcán Lascar, Enero 1993, Chile
5	$10^9 - 10^{10}$	Volcán Hudson, Agosto 1991, Chile
6	$10^{10} - 10^{11}$	Volcán Krakatoa, Agosto 1883, Indonesia
7	$10^{11} - 10^{12}$	Volcán Tambora, Abril 1816, Indonesia
8	$10^{12} - 10^{13}$	Caldera Yellowstone, E.E.U.U. hace 2.2 millones de años

Cuadro 3.1: Definición del Índice de Explosividad volcánica. Esta escala no tiene un fin definido, pero no se ha encontrado evidencia de una erupción que pudiera haber tenido VEI=9. En esta tabla V es el volumen de tefra eyectado durante una erupción.

Este índice, que es una estimación para cualquier erupción, da una buena idea de la energía que debe tener un volcán para poder generar una erupción que tenga un

VEI determinado. Para poder entender más cómo se puede acumular presión debajo de un volcán, lo que sigue es definir algunos conceptos sobre la dinámica de una cámara de magma.

3.3. Cámara de magma

Una cámara de magma es un lugar dentro de la corteza terrestre donde se puede almacenar magma. En general, para un volcán, existe una cámara que es relativamente superficial, y está ubicada a una profundidad menor a 10 kilómetros. En esta cámara en particular es donde se genera la mayoría de la dinámica del volcán.

La cámara, en principio, está sometida a una presión litoestática dada por $p_{lit.} = \rho gh$, con ρ la densidad de la corteza, g la aceleración de gravedad, y h la profundidad a la que se encuentra esta cámara. La presión del gas que tiene el magma es aquella con la cual éste actúa sobre las paredes de la cámara. Si dicha presión es mayor a la litoestática, se tiene una *sobrepresión*, que se define como la diferencia entre estas dos presiones. Los típicos valores que tiene esta sobrepresión al momento de una erupción están en el rango 10-100 MPa [23].

Formas de aumentar la sobrepresión de un magma pueden ser: mezcla de magmas, cristalización debido al enfriamiento de éste, entre otras [2, 24]. En general, la dinámica de una cámara de magma puede ser muy complicada, debido a que no siempre se le puede considerar como un contenedor completamente aislado del resto de lo que ocurre en la corteza y en el volcán, por lo que los efectos de inyección de magma desde el manto son muy importantes. En efecto, en un artículo de Huppert y Woods [25], se muestra cómo se puede mantener una erupción volcánica por mucho

tiempo, sólo considerando el rol de los volátiles en el magma, que son constantemente inyectados a la cámara desde el manto.

En el capítulo 4 se habla más acerca de la dinámica de una cámara de magma, debido a que es el punto de partida para un modelo que permita modelar este sistema.

3.4. Cómo podría un terremoto afectar a un volcán

Si se considera la posibilidad de que un terremoto pueda afectar la dinámica de un volcán, el siguiente paso es entender los distintos tipos de interacción con los que el terremoto podría tener influencia sobre el volcán. En esta sección se mencionarán algunas de las ideas que se han desarrollado en la literatura acerca la interacción terremoto-erupción volcánica.

3.4.1. Efecto de las ondas sísmicas

Cuando ocurre un terremoto, el primer gran efecto que se registra en las zonas alejadas de él es la llegada de las ondas sísmicas. Éstas producen deformaciones, que traen consigo esfuerzos. Los cambios tanto en el tensor de esfuerzos como en las deformaciones en una zona debidos al pasaje de las ondas son llamadas *dinámicos*. Dos ideas para modelar la interacción entre las ondas sísmicas y el volcán tienen que ver con la cámara de magma y el fluido que se encuentra dentro de ella. Son llamadas *sobrepresión advectiva y difusión rectificada* [2]. La primera plantea que, en un magma que tenga burbujas de gas presentes en él, las ondas sísmicas pueden producir un movimiento de las burbujas en el magma, lo que permitiría que, por difusión, éstas pudieran subir a través de éste rumbo a la superficie. Debido a que en el ascenso la presión litoestática va siendo cada vez menor, las burbujas se encuentran

con una diferencia de presión, que depende linealmente con la profundidad. Luego, como el magma es muy poco compresible, el cambio en el volumen de las burbujas no es muy importante, las burbujas experimentan un aumento en su presión interna, obteniendo una presión mayor que litoestática y, por ende, una sobrepresión [2, 26]. Si esto ocurriese, los cambios en la sobrepresión podrían ser del orden de 1 – 10 MPa para un terremoto de magnitud 7, cuya fuente está ubicada a unos 100 kilómetros de la cámara magmática [2].

Otra idea que también tiene a un magma con burbujas como protagonista es la llamada *difusión rectificada*. En esta idea el terremoto produce ondas con una amplitud de deformación que altera el volumen de las burbujas, permitiendo un flujo de masa de volátil neto desde el cuerpo del magma hacia ellas. Esto induciría un incremento en la presión, que depende principalmente de la amplitud de la deformación en la zona y del tiempo de duración del terremoto. En el siguiente capítulo se hablará más acerca de este fenómeno en particular.

3.4.2. Cambio de esfuerzos estáticos

Una vez que las ondas dejan de pasar, la corteza queda deformada, con su respectiva carga de esfuerzos. Estos cambios se denominan *estáticos*, y pueden producir cambios en el volumen de una zona, o dejarla más propensa a rupturas posteriores. Esto puede ser muy importante sobre la cámara de magma, ya que el cambio de presión debido al terremoto permitiría cambiar la condición de un magma que esté almacenado en la cámara, o que vaya a situarse en dicho lugar en otro momento. Si la deformación volumétrica producida por el terremoto es compresiva, entonces la presión a la que será sometido un magma presente en la cámara será mayor que la

presión litoestática normal a alguna profundidad dada, de manera que con esto se fomenta una sobrepresión interna en la cámara. Por otro lado, si es que la deformación volumétrica es expansiva, se puede fomentar la generación de nuevas burbujas en el magma [27] y/o el ascenso de un magma confinado a profundidades mayores, al permitir el paso de éste.

El efecto del cambio en el tensor de esfuerzos debido a esfuerzos estáticos decae muy rápido con la distancia r a la ruptura, de hecho, va como r^{-3} [2]. Esto produce que este efecto sea más importante para volcanes relativamente cercanos a la zona de ruptura. En la literatura suele hablarse de distancias entre 0 y 200 kilómetros de la ruptura [11].

3.4.3. Relajación viscoelástica de la astenósfera

La idea tras la relajación viscoelástica es que, una vez que ocurre un terremoto, se producen deformaciones no sólo en la corteza, sino también en el manto terrestre. Como éste es viscoelástico, debe volver a un estado de equilibrio, por lo que se producen deformaciones después del terremoto. Estas deformaciones, según Marzocchi y su grupo, pueden inducir cambios en el tensor de esfuerzos de la corteza que irían aumentando años después de ocurrido el movimiento sísmico, y podrían ayudar a desencadenar erupciones volcánicas con un tiempo de retardo de hasta 40-60 años [27]. Históricamente existe un caso que apoya esta idea. En 1700, un gran terremoto de magnitud $M_w = 9$ azotó la zona de subducción de Cascadia, ubicada entre Vancouver y el norte de California; 40 años después de dicho terremoto el número de erupciones volcánicas de la zona aumentó considerablemente, sin ningún motivo aparente.

Un período de retardo tan grande en una posible interacción terremoto-erupción volcánica es algo muy importante de analizar. Este efecto en particular que se mencionó en el párrafo anterior, sin embargo, es difícil de chequear, debido a la falta de datos históricos para poder tener una visión más acaba de la situación [2].

Para poder analizar de mejor forma esta interacción, en este trabajo se consideró la variación de esfuerzos estáticos, junto con la difusión rectificada, para poder construir un modelo de cámara de magma que luego se usó para poder estimar el efecto de un terremoto sobre las erupciones volcánicas durante el siglo XX en Chile. En el capítulo 4 se muestra el análisis de la difusión rectificada, y en el capítulo 5 se muestra la aplicación al comportamiento de distintos volcanes chilenos.

Capítulo 4

Modelos de cámara de magma

Como el motivo principal de esta tesis es estudiar el efecto que producen los grandes terremotos en las erupciones volcánicas, lo natural es, después de entender el efecto de un terremoto en alguna zona particular, entender detalles de la dinámica propia de un volcán. Para ello, el camino que se tomará en este capítulo será analizar la presión dentro de una cámara de magma.

Se busca estudiar lo que ocurre con la cámara de magma y no lo que pasa durante una erupción, ya que la intención es entender cómo un terremoto puede generar un período de actividad volcánica, que eventualmente se puede desarrollar en una erupción, o no.

En este capítulo se pretende establecer un modelo físico sobre el cual se pueda hacer un análisis de las causas de una posible conexión entre un terremoto y un período de actividad volcánica en particular. El modelo se irá construyendo a medida que se vayan analizando cada uno de los efectos que se considerarán en él. Para poder hacer esto, lo primero que debe hacerse es fijar la situación a analizar.

4.1. El sistema a analizar

El sistema a analizar es un espacio dentro de la corteza terrestre donde la roca fundida, proveniente de la astenósfera, puede establecerse y ser almacenada allí por un tiempo. Este espacio se llama cámara de magma, y está presente a distintas profundidades en la corteza. No todos los volcanes presentan una ubicada en niveles "superficiales", es decir, en profundidades del orden de 1-10 kilómetros, y por la forma en que será tratada aquí, ésta no tiene por qué estar conectada por un canal a la superficie.

Esta cámara mencionada, en la situación a analizar, está llena de magma, que es una mezcla de fluido, sólidos, y volátiles (el mayor, agua, y el siguiente, dióxido de carbono) [2, 26]. Un esquema de la situación se puede apreciar en la figura 4.1. En este esquema se presenta la cámara con una forma arbitraria; sin embargo, para el modelamiento su forma será la de una esfera, por simplicidad.

En la mezcla de fases que componen el magma, los sólidos suelen estar en suspensión dentro de la fase del fluido, y para la mayor parte del análisis que se presentará no se les tratará explícitamente, aunque su efecto estará incluido de manera implícita en las ecuaciones que modelarán el sistema. Los volátiles, a partir de cierta concentración, son capaces de aparecer en forma de burbujas de gas. Ésta será la situación a analizar, que es cuando el magma se dice *saturado*. Crum [28] postuló una ecuación que relaciona la concentración de volátiles en un fluido con el tamaño promedio de las burbujas que se generan en él. Esta ecuación es

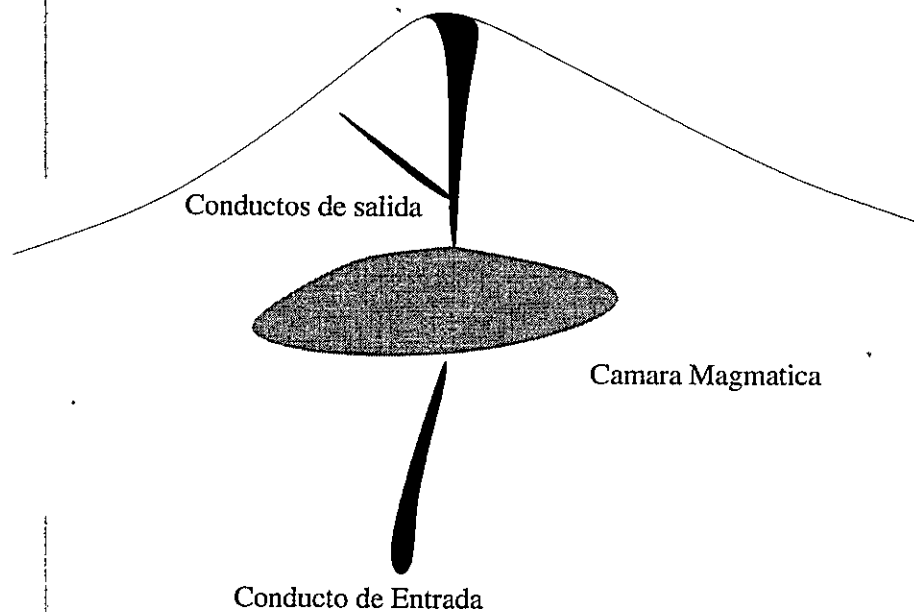


Figura 4.1: Esquema de una cámara de magma. Se pueden apreciar conductos de salida y de entrada del magma, pero éstos no necesariamente existen y/o están abiertos en todo tiempo. En la situación analizada, éstos están cerrados.

$$\frac{C_{\infty}}{C_{\text{sat}}} = 1 + \frac{2\sigma}{r_c p_0}, \quad (4.1)$$

donde C_{∞} es la concentración del volátil, C_{sat} es la concentración a partir de la cual se considera a la mezcla como *saturada*, σ es la tensión superficial, r_c es el radio promedio de las burbujas, y p_0 es la presión ambiente. Esta ecuación se aplica cuando se ha alcanzado un estado de equilibrio, de manera que las burbujas son estables en el sistema.

Lo natural a considerar sería que el magma puede ser inyectado a la cámara y que también puede escapar de ésta. Sin embargo, y como se busca analizar el efecto que puedan tener los terremotos sobre la dinámica del sistema, se considerará, en principio, que no existe ni inyección ni evacuación de magma. De esta manera se

puede aislar el efecto de los sismos de otros que son propios del volcán.

4.1.1. Variables físicas involucradas

Una cámara de magma, que está a una distancia h de la superficie, está sometida a una presión *litoestática*, cuyo valor es

$$p_{\text{lit}} = \rho gh, \quad (4.2)$$

con ρ la densidad de la roca en la región, cuyo valor típico es de $\rho = 2.7 \text{ g/cm}^3$, y g la aceleración de gravedad. En un estado de equilibrio, las burbujas que están en el magma dentro de la cámara, están a esta misma presión. Cualquier diferencia de presión entre la presión interna del gas dentro del magma y la presión litoestática es denominada *sobrepresión*.

Lo que se busca con el modelamiento que se presentará en las siguientes secciones es tener los valores de la presión interna del gas dentro del magma en función del tiempo. Con esto se obtendría la sobrepresión, que es de vital importancia para alguna posible actividad volcánica que se pueda observar.

La presión interna del magma dependerá de variables como la temperatura T , el número de moles n , y el volumen del gas V . Para poder obtener la presión interna, se debe tener las variaciones temporales de estas variables.

4.2. Modelo de cámara de magma

Asumiendo la temperatura constante, la presión interna del magma dependerá sólo de las variaciones del número de moles y del volumen del gas. Si se considera que la cámara de magma está llena de éste, entonces las variaciones en el volumen del gas dependerán directamente de las variaciones en los volúmenes tanto de la cámara como del fluido. Éstas variaciones de volumen se obtienen al asumir que se deforman elásticamente, y esta variación puede depender tanto de las variaciones de presión internas del magma, como de las variaciones en el campo de esfuerzos producidas por los terremotos externos.

Para un primer análisis, se considerará que los terremotos externos no alteran significativamente el volumen de la cámara de magma (luego se discutirá respecto del caso en que esto no ocurre). Además, al considerar la temperatura constante, se está asumiendo que el sistema está completamente cerrado y aislado, de manera que tampoco se tiene salida o entrada de material al volumen considerado. Esto hace que la escala de tiempo en la cual se puede aplicar el modelo que se describirá en la siguiente sección es limitado a unos pocos meses, antes que efectos de percolación o difusión de calor sean importantes. En la subsección 4.2.1 se presentará la revisión de un artículo que contiene algunas ideas importantes para modelar la cámara de magma, mientras que en la subsección 4.2.2 se muestra una modificación a dicho modelamiento, que es original de este trabajo. El análisis continúa en la subsección 4.2.3 donde se hacen comparaciones entre las dos formas de modelar la cámara de magma.

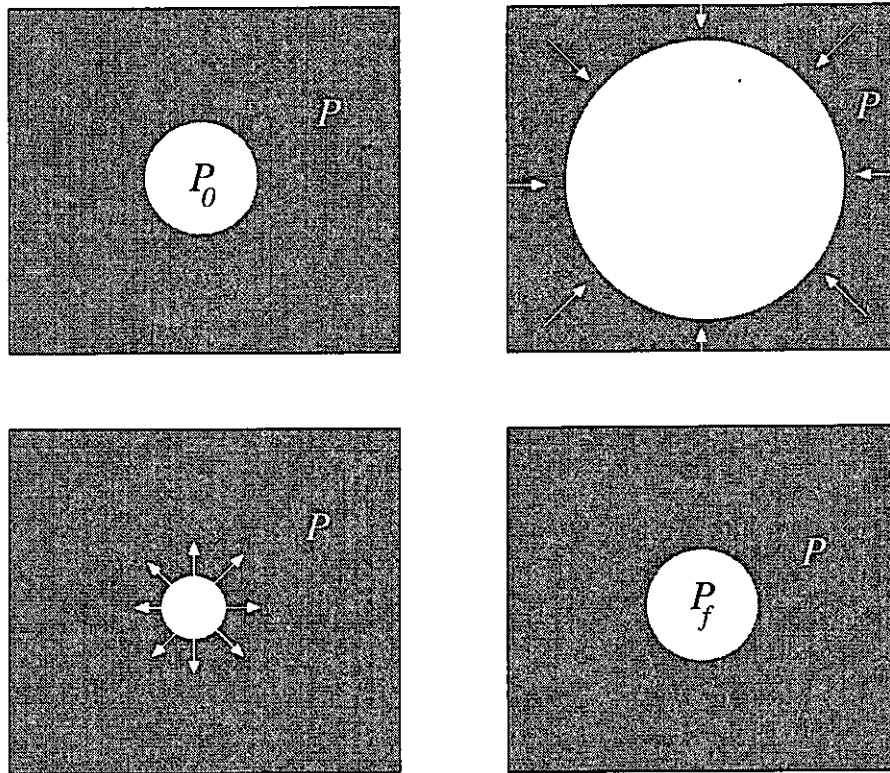


Figura 4.2: Esquema de la difusión rectificada. En una primera instancia se tiene un magma donde existe una burbuja con presión interna $P_0 = P$, como se muestra en el primer cuadro. Luego llega la onda sísmica. En la primera expansión volumétrica producida por ésta se produce un ingreso de masa de volátil desde el magma circundante hacia la burbuja, como se muestra en la segunda figura. Cuando sigue la compresión, existe un flujo de masa de volátil desde la burbuja hacia el magma, como se muestra en el tercer dibujo. Como el flujo de masa desde el magma hacia la burbuja es mayor que el de la burbuja hacia éste, se produce un aumento en la presión interna en la burbuja después de un período de la onda, como se muestra en la cuarta imagen.

4.2.1. Difusión rectificada

Una de las ideas principales para construir el modelo que se está describiendo fue propuesta por Brodsky *et al* [4, 29], y es llamada *difusión rectificada*. La idea principal es que, con el pasar de una onda sísmica por el magma, se produce una seguidilla de compresiones y expansiones. Éstas alteran el volumen de las burbujas de gas que viven dentro del magma, lo que hace que exista un flujo de volátiles disueltos desde la fase de fluido hacia la burbuja y desde la burbuja hacia el fluido. Como la tensión superficial se vuelve importante cuando la burbuja tiene un menor tamaño, el flujo de masa de la burbuja hacia el magma es menor que del magma hacia ésta y, por consiguiente, la burbuja gana masa. Cuando la burbuja gana masa, la presión al interior de ella puede crecer. En la figura 4.2 se muestra un esquema del efecto. En esta subsección se hablará acerca del análisis hecho en el trabajo original de Brodsky *et al* [29].

Para analizar un poco más la idea, el punto de partida es un análisis termodinámico. Lo primero es plantear alguna ecuación de estado que sea la adecuada para describir el comportamiento de los volátiles en el sistema, que está a altas presiones y temperaturas. De acuerdo a Holloway [30] una ecuación apropiada es la llamada *Ecuación de Redlich y Kwong*, que viene dada por

$$p = \frac{RT}{v - b} - \frac{a}{(v^2 + bv)T^{1/2}}, \quad (4.3)$$

donde p es la presión de una sola burbuja, T la temperatura, $R \simeq 8.314 \text{ JK}^{-1}\text{mol}^{-1}$ la constante de los gases, $v = V/n$, con V el volumen de la burbuja, y $n = m/M$ el número de moles de gas que se tiene en la burbuja. M es la masa de una mol y m la

mãsa total de gas que se tiene dentro de la burbuja. Además, a y b son parámetros fijos que dependen de los volátiles que se consideren. El valor de éstos depende de los valores de la temperatura y de la presión en el punto crítico, que es aquel punto a partir del cual sólo se tiene una fase gaseosa, y no se puede volver a la fase líquida disminuyendo sólo la presión o sólo la temperatura. Los valores de a y b vienen dados por

$$a = 0.4275R^2 \frac{T_c^{5/2}}{p_c} \quad (4.4)$$

$$b = 0.08664R \frac{T_c}{p_c}, \quad (4.5)$$

con T_c y p_c los valores de la temperatura y de la presión en el punto crítico.

La ecuación de Redlich-Kwong es una variación de la Ecuación de estado de Van der Waals y, de acuerdo a Brodsky *et al* [29], ajusta de mejor manera los valores del vapor de agua a altas presiones y temperaturas. Esta ecuación de estado, además, reproduce los cambios de fase del agua, como se puede ver en la figura 4.3.

La forma de hacer el análisis va a consistir en ver las variaciones de la presión dentro de una burbuja de gas que, asumiendo que todo ocurre en un cuasi estado de equilibrio, es la presión en todas las otras burbujas, además de la presión en las paredes de la cámara de magma. Para esto, derivando (4.3) respecto al tiempo, se obtiene

$$\dot{p} = \frac{n\dot{V} - \dot{n}V}{n^2} \left[\frac{-RT}{(v-b)^2} + \frac{a(2v+b)}{(v^2+bv)^2 T^{1/2}} \right]. \quad (4.6)$$

La derivada temporal de la cantidad de masa que gana la burbuja producto

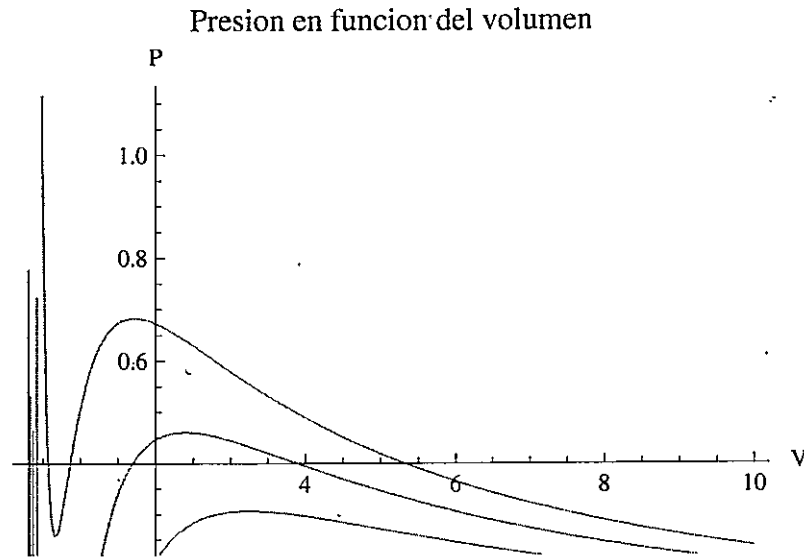


Figura 4.3: Esquema de la presión en función del volumen molar para varios valores de la temperatura obtenidos de la ecuación de Redlich-Kwong, mostrada en (4.3). Las variables son adimensionales.

del fenómeno comentado anteriormente fue obtenida por Hsieh y Plesset [31]. Su resultado es

$$\dot{m} = 24\pi DC_s r_0 \delta^2, \quad (4.7)$$

donde D es el coeficiente de difusión, C_s la concentración de saturación, r_0 el radio de la burbuja y δ es la amplitud de la deformación producida por la onda sísmica que pasa por la zona, y corresponde al valor de la variación de volumen por unidad de volumen que las ondas sísmicas inducen en el magma mientras pasan a través de él.

Es importante mencionar que el valor de δ no es el mismo que se presenta fuera de la cámara de magma. La razón para esto tiene que ver con los dos medios distintos por los cuales pasan las ondas sísmicas. En la corteza que rodea a la cámara las ondas sísmicas producen compresiones, expansiones, y cizalles, mientras que en el magma

sólo se pueden producir compresiones y expansiones, debido a su condición de fluido. Esto lleva a que, cuando se produce el cambio de medio, el valor de la amplitud de deformación aumenta. Entonces, considerando a δ_f el valor de la amplitud en la corteza en el borde de la cámara de magma, se plantea que la amplificación de la deformación δ respecto a δ_f es

$$\delta = \alpha \delta_f, \quad (4.8)$$

con $\alpha > 1$. Más adelante se hablará más acerca del valor de este factor de amplificación.

Asumiendo que existen N burbujas en el magma, es claro que el volumen de la cámara de magma, en función del volumen de una burbuja y del fluido, vendrá dado por

$$V_c = V_l + NV, \quad (4.9)$$

donde V_c es el volumen de la cámara de magma, y V_l es el volumen del fluido. De esta última ecuación se sigue

$$V = \frac{V_c - V_l}{N}, \quad (4.10)$$

$$\dot{V} = \frac{\dot{V}_c - \dot{V}_l}{N}, \quad (4.11)$$

donde se asume que el número N de burbujas es constante, es decir, no se crean ni se destruyen burbujas en el proceso. Con (4.9) y (4.11) queda claro que lo que se va a seguir es la variación de volumen tanto de la cámara de magma como la del

fluido. Asumiendo que la cámara es esférica y que las paredes de ésta se deforman elásticamente, se puede escribir la variación del volumen de la cámara como [29]

$$\dot{V}_c = \frac{\pi L^3}{4G} \dot{p}, \quad (4.12)$$

donde L es el radio de la cámara, G es el módulo elástico de la roca, y \dot{p} la derivada temporal de la presión interna del magma.

Para la variación del volumen del fluido también se asume que éste se deforma elásticamente, de manera que se obtiene

$$\dot{V}_l = \beta V_l \dot{p}, \quad (4.13)$$

donde β es la compresibilidad isotérmica del magma, dada por

$$\beta = \frac{1}{V_l} \frac{\partial V_l}{\partial T}, \quad (4.14)$$

con T la temperatura.

Para ahorrar notación, se define la función $A(V, n, N, T)$ como

$$A(V, n, N, T) = -\frac{RT}{(v-b)^2} + \frac{a(2v+b)}{(v^2+vb)^2 T^{1/2}}, \quad (4.15)$$

donde $v = V/n = (V_c - V_l)/Nn$. Usando (4.15) junto (4.12) y (4.13) en (4.6), se obtiene

$$\dot{p} \left[1 - \frac{\pi L^3 - 4G\beta V_l}{4nNG} \right] = -\frac{\dot{n}V}{n^2} A, \quad (4.16)$$

con V dado por (4.10).

En el trabajo original de Brodsky *et al*, el análisis de (4.16) continuaba tomando aproximaciones. En dicho trabajo se asume que el término $\pi L^3 - 4G\beta V_l$ es pequeño, lo que dice que las variaciones de volumen de las burbujas son pequeñas. Además se asume que las variaciones tanto de n como de V son pequeñas respecto a sus valores iniciales, de manera que $n \sim n_0$ y $v \sim v_0$. Con esto, se lineariza (4.16), para obtener

$$\dot{p} = -\frac{\dot{n}}{n_0}v_0 \left[-\frac{RT}{(v_0 - b)^2} + \frac{a(2v_0 + b)}{(v_0^2 + v_0b)^2 T^{1/2}} \right]. \quad (4.17)$$

Finalmente, asumiendo una burbuja esférica, en el trabajo citado se plantea que n_0 tiene como valor

$$n_0 = \frac{4\pi r_0^3 \rho}{3M}, \quad (4.18)$$

donde ρ es la densidad del volátil y r_0 el radio original de la burbuja. Con esto y (4.7), se obtiene que la variación de la presión de una burbuja es una constante dada por

$$\dot{p} = -\frac{18DC_s\delta^2}{r_0^2\rho}v_0 \left[-\frac{RT}{(v_0 - b)^2} + \frac{a(2v_0 + b)}{(v_0^2 + v_0b)^2 T^{1/2}} \right]. \quad (4.19)$$

Esta ecuación es válida sólo mientras la onda sísmica pasa por la cámara de magma. Si no hay una onda transmitiéndose en el magma, no existe variación en la presión interna.

Entonces, analizando (4.19) se puede ver que la presión aumenta linealmente con el tiempo, mientras dure la perturbación del terremoto. Eso introduce otro factor

importante: el tiempo de duración del terremoto, ya que sólo durante ese intervalo de tiempo la presión crece; luego se mantiene estable.

Límite para el aumento de la presión

En la ecuación (4.19) se tiene que la presión aumenta linealmente con el tiempo. Sin embargo, la presión no puede aumentar hasta el infinito. La razón para esto es debido a las concentraciones de volátil en el magma. Como un terremoto induce, mediante la difusión rectificada, un flujo de masa neto desde el magma hacia la burbuja, entonces el magma va perdiendo concentración de volátil, lo que produce que exista una difusión natural de masa, debida a que la burbuja va ganando en masa de volátil, que va desde la burbuja hacia el magma. De esta forma, cuando se alcance alguna situación de equilibrio, el aumento de presión se detendrá. Esto puede ocurrir aún mientras las ondas sísmicas siguen pasando a través de la cámara.

En 1961, Strasberg [32] planteó que el flujo de masa desde la burbuja hacia el magma es, aproximadamente

$$\dot{m}_{\text{nat}} = 4\pi D r_0 \left[C_{\infty} - C_s \left(1 + \frac{2\sigma}{r_0 p_0} \right) \right], \quad (4.20)$$

donde C_{∞} es la concentración de volátil en el fluido en algún lugar lejos de la burbuja, y C_s es la concentración de volátil a partir de la cual se dice que el fluido está saturado, también medida en algún lugar lejos de la burbuja. La concentración que puede ir variando es C_{∞} , ya que C_s es un límite fijo del sistema.

Así, sumando los flujos de masa debidos a la difusión rectificada y a la difusión

normal producida por un cambio en la concentración de volátil en el ambiente, el flujo total de masa viene dado por

$$\dot{m} = 4\pi D r_0 \left[C_\infty - C_s \left(1 + \frac{2\sigma}{r_0 p_0} \right) \right] + 24\pi D C_s r_0 \delta^2. \quad (4.21)$$

Naturalmente, para que exista un aumento en la presión, esta cantidad debe ser mayor que cero, ya que así se mantiene un flujo de volátil desde el magma hacia la burbuja. De esta forma se obtiene

$$\frac{C_\infty}{C_s} > \left(1 + \frac{2\sigma}{r_0 p_0} \right) + \delta^2. \quad (4.22)$$

En el trabajo original de Brodsky *et al* [29] el siguiente paso que se toma es definir la *supersaturación inicial*, x , mediante la ecuación

$$C_\infty = (1 + x)C_s^0, \quad (4.23)$$

donde C_s^0 es la concentración de saturación antes de que pase el terremoto. Luego, considerando que en el agua la concentración de saturación C_s^0 es proporcional a $p_0^{1/2}$ y que C_s es proporcional a $p_0 + \Delta p$, con Δp el cambio de presión después del pasar de las ondas sísmicas, se tiene, por (4.23)

$$\frac{C_\infty}{C_s} = \frac{(1 + x)\sqrt{p_0}}{\sqrt{p_0 + \Delta p}}. \quad (4.24)$$

Finalmente, usando (4.24) en (4.22) se obtiene

$$\Delta p < p_0 \left[\left(\frac{1 + x}{\left(1 + \frac{2\sigma}{r_0 p_0} \right) - 6\delta^2} \right)^2 - 1 \right]. \quad (4.25)$$

Y, en el límite en que el sistema está supersaturado, que es cuando se cumple

$$1 \gg x \gg \frac{2\sigma}{r_0 p_0} - 6\delta^2,$$

se tiene que (4.25) toma la forma

$$\Delta p < 2xp_0. \quad (4.26)$$

Este límite es importante, ya que plantea que el aumento de presión depende del estado inicial del sistema. Así, una supersaturación de un 1% de agua en el magma permitirá, a lo más, un aumento de presión de un 2% respecto a la presión inicial de la cámara.

4.2.2. Difusión Rectificada modificada

Si bien las aproximaciones hechas en el artículo de Brodsky *et al* son bastante intuitivas, en este trabajo no se harán, ya que se pretende ir construyendo la variación de la presión paso a paso en el tiempo. Para esto se comienza con un set de condiciones iniciales: el número de moles original n_0 (dado por (4.18)), los volúmenes iniciales tanto de la cámara de magma, V_{c0} , como del fluido, V_{l0} , y la presión inicial p_0 . Fijado un paso de tiempo Δt , la variación de la presión en el primer paso va a venir dada por

$$\Delta p_0 = - \left(\frac{\dot{n}_0(V_{c0} - V_{l0})}{n_0^2 N} \right) A_0 \Delta t, \quad (4.27)$$

ya que se tiene un flujo de masa \dot{m} que entra en la burbuja, aumentando la presión de ésta y no existe una variación de volumen todavía. Aquí A_0 está dado por

$$A_0 = - \frac{RT}{(v_0 - b)^2} + \frac{a(2v_0 + b)}{(v_0^2 + v_0 b)^2 T^{1/2}}. \quad (4.28)$$

Luego, la presión en el paso 1 vendrá dada por

$$p_1 = p_0 + \Delta p_0,$$

con Δp_0 dado por (4.27).

Este cambio en la presión induce un cambio en el volumen tanto del magma como de la cámara, ya que éstos se deforman elásticamente. Este cambio viene dado por

$$\Delta V_{c0} = \frac{3}{16G} V_{c0} \Delta p_0 \Delta t, \quad (4.29)$$

$$\Delta V_{i0} = \beta V_{i0} \Delta p_0 \Delta t. \quad (4.30)$$

El escribir las variaciones de volúmenes de esta forma, a diferencia de lo que se tiene en (4.12) y (4.13), hace que no se haga referencia sólo al volumen inicial de la cámara para la variación del volumen de ésta, sino que permite analizar todo como si la cámara siempre estuviera siendo deformada elásticamente. Esto se hace en el ánimo de hacer la menor cantidad de aproximaciones posibles, para así poder analizar el efecto de éstas.

Dicho esto, los volúmenes en este paso vendrán dados por

$$V_{c1} = V_{c0} + \Delta V_{c0}, \quad (4.31)$$

$$V_{i1} = V_{i0} + \Delta V_{i0}, \quad (4.32)$$

y el número de moles de volátil en la burbuja aumentará en la forma

$$n_1 = n_0 + \dot{n}_0 \Delta t = n_0 + \dot{n} \Delta t, \quad (4.33)$$

ya que la inyección de masa se asume constante en el tiempo.

Para el segundo paso de tiempo la variación de los volúmenes dadas por (4.31) y (4.32) induce un cambio de presión. Esto, sumado al flujo de masa hacia la burbuja, hace que la variación de presión, en este paso, venga dada por

$$\Delta p_1 = \frac{n_1 \dot{V}_1 - V_1 \dot{n}_1}{n_1^2} A_1 \Delta t, \quad (4.34)$$

con A_1 dado por

$$A_1 = -\frac{RT}{\left(\frac{V_{c1} - V_{l1}}{nN} - b\right)^2} + \frac{a \left(2 \frac{V_{c1} - V_{l1}}{nN} + b\right)}{\left(\left(\frac{V_{c1} - V_{l1}}{nN}\right)^2 + \frac{V_{c1} - V_{l1}}{nN} b\right)^2 T^{1/2}}, \quad (4.35)$$

y $\dot{V}_1 = \Delta p_0 / \Delta t$.

Con esto en mente, se puede generalizar para un paso i . Allí se tiene

$$p_i = p_{i-1} + \Delta p_{i-1}, \quad (4.36)$$

donde Δp_{i-1} viene dado por

$$\Delta p_{i-1} = \frac{n_{i-1} \dot{V}_{i-1} - \dot{n}_{i-1} V_{i-1}}{n_{i-1}^2} A_{i-1} \Delta t, \quad (4.37)$$

donde A_{i-1} es

$$A_{i-1} = \frac{RT}{\left(\frac{V_{ci-1} - V_{li-1}}{nN} - b\right)^2} + \frac{a \left(2\frac{V_{ci-1} - V_{li-1}}{nN} + b\right)}{\left(\left(\frac{V_{ci-1} - V_{li-1}}{nN}\right)^2 + \frac{V_{ci-1} - V_{li-1}}{nN}b\right)^2} T^{1/2} \quad (4.38)$$

Los volúmenes y el número de moles vienen dados por

$$V_{ci-1} = V_{ci-2} + \frac{3}{16G} V_{ci-2} \Delta p_{i-2} \Delta t, \quad (4.39)$$

$$V_{li-1} = V_{li-1} + \beta V_{li-1} \Delta p_{i-2} \Delta t, \quad (4.40)$$

$$n_{i-1} = n_{i-2} + \dot{n} \Delta t. \quad (4.41)$$

Así, dadas las condiciones iniciales, el set de ecuaciones conformado por (4.36), (4.37), (4.38), (4.39), (4.40) y (4.41) arroja el valor de la presión dentro de la cámara de magma en un instante de tiempo $i \neq 1$. El paso 1 está descrito en las ecuaciones (4.27), (4.28), (4.29), (4.30), (4.32), (4.31), y (4.33). Estas ecuaciones hacen referencia a lo que ocurre en los dos pasos anteriores, debido a las variaciones de volumen.

Todas estas ecuaciones son válidas sólo durante el tiempo en el cual pasan las ondas sísmicas de mayor amplitud por la cámara de magma. De esta forma, si se toma un terremoto como el de Chile de 1960, las ecuaciones serían válidas sólo durante unos 173 segundos, que fue el tiempo utilizado por Brodsky *et al* para la duración del pasaje de dichas ondas. El escalamiento para el tiempo utilizado por Brodsky *et al* guarda relación con las ondas de mayor amplitud, y no todo el terremoto. Para un evento sísmico que haya durado menos tiempo, las ecuaciones serán válidas durante el intervalo de tiempo en el cual éste ocurrió. Así, se introduce el tiempo de duración

del terremoto como algo sumamente importante, junto con la magnitud de éste, que tendrá que ver con la amplitud de las deformaciones que produce la onda, δ . Esto, porque se puede acumular más presión dentro de la cámara en la medida en que el tiempo de duración del terremoto sea mayor.

Normalización de las ecuaciones

Debido a que el volumen de una burbuja es del orden de 10^{-18} m^3 , la temperatura típica de un magma del orden de 10^3 K , y la presión litoestática, producida sólo por la cantidad de masa que hay encima de la cámara, es del orden de los 10^8 Pa , se hace necesario normalizar la ecuación de estado para poder hacer cualquier cálculo. De esta manera, definiendó

$$\bar{V} = \frac{V}{V_0}, \quad (4.42)$$

$$\bar{n} = \frac{n}{n_0}, \quad (4.43)$$

$$\bar{T} = \frac{T}{T_0}, \quad (4.44)$$

$$\bar{a} = a \frac{n_0}{RT_0^{3/2} V_0}, \quad (4.45)$$

$$\bar{b} = b \frac{n_0}{V_0}, \quad (4.46)$$

la ecuación de estado (4.3), normalizada a $p_0 = 1 \text{ GPa}$, queda en la forma

$$\bar{p} = \frac{R\bar{T}}{\bar{v} - \bar{b}} - \frac{\bar{a}}{\bar{T}^{1/2}(\bar{v}^2 + \bar{b}\bar{v})}, \quad (4.47)$$

donde \bar{v} está dado por

$$\bar{v} = \frac{\bar{V}}{\bar{n}}.$$

Los valores de V_0 , T_0 y n_0 son $4\pi/3 \times 10^{-18} \text{ m}^3$, 10^3 K , y $0.504 \times 10^{-12} \text{ mol}$, respectivamente. Con esto, hay que analizar cómo es la evolución de la presión según las dos formas de tratar la difusión rectificada que han sido mencionadas en esta sección.

4.2.3. Comparación entre los métodos para tratar la difusión rectificada

En las subsecciones anteriores se presentaron dos formas de ver el efecto que produce la difusión rectificada sobre las burbujas en una cámara de magma. En esta subsección se hará una comparación entre ambos métodos, el con aproximaciones, usado por Brodsky *et al* [29] y el sin aproximaciones, desarrollado aquí. Para poder hacer esto es necesario realizar unas cuantas consideraciones físicas acerca de los valores de los parámetros utilizados, para luego realizar los cálculos con cada uno de los modelos y poder analizar de manera más acabada su comportamiento.

Consideraciones físicas

Hasta el momento se tienen dos métodos para tratar el efecto de la difusión rectificada. El resultado natural de los modelos es la diferencia de presión interna en la cámara de magma. Ésta depende de varios parámetros, cuyos rangos se darán aquí.

Parámetros del volátil Ya que en ambos métodos se considera un volátil que sigue una ecuación de estado de Redlich-Kwong, es importante conocer los valores que tienen los parámetros de dicha ecuación. El agua es el principal volátil en el magma, y los valores tanto de la temperatura crítica como de la presión crítica para

ésta son

$$T_c = 647,096 \text{ K},$$

$$p_c = 2,27 \times 10^7 \text{ Pa}.$$

Con esto, los valores de los parámetros a y b de la ecuación (4.3) son

$$a_{\text{agua}} = 14,505, \quad (4.48)$$

$$b_{\text{agua}} = 0.000214. \quad (4.49)$$

Luego, usando (4.45) y (4.46), los parámetros normalizados son

$$\bar{a}_{\text{agua}} \simeq 6.638, \quad (4.50)$$

$$\bar{b}_{\text{agua}} \simeq 25.54. \quad (4.51)$$

Presión inicial Otro aspecto importante es el rango de presiones iniciales en las cuales se pueden aplicar estos modelos. Si bien en la formulación de éstos no se hace referencia a un límite para la presión inicial, sí se puede dar un rango para éstas, ya que el sistema es una cámara de magma, que suele existir en un rango de profundidades del orden $4 \text{ km} \leq h_c \leq 10 \text{ km}$ [2].

Si el magma existente dentro de la cámara no tiene ninguna sobrepresión, entonces la presión interna es igual a la litoestática en dicha zona que, en principio, está dada por (4.2) si la roca no tuviera fluído en sus poros, y por

$$p = (\rho - \rho_l)gh + \rho g(z - h) + P_e \quad (4.52)$$

si es que se toma en consideración el edificio volcánico, que se puede idealizar como un cóno perfecto.

Como se puede ver en la tabla 2.1, los valores para la presión litoestática, aún incluyendo el efecto de la presión de poro, está en el orden de 100-300 MPa, entre 1 y 10 kilómetros de profundidad, considerando siempre que todo el cono volcánico está por encima de la superficie $z = 0$.

Temperatura del magma, volumen y número de burbujas Existen diferentes tipos de magmas, que se diferencian entre sí por las características físicas de éstos, tales como la viscosidad, la densidad, o el rango de temperaturas en que existen. Para magmas poco viscosos y más comunes, como el basalto, el rango de temperaturas en que se les suele modelar está entre 1400-1600 K, mientras que para magmas más viscosos, como los del tipo riolita, está en el orden de 1100-1300 K.

Aproximaciones del tamaño del radio de las burbujas dentro de un magma fueron dadas por Hurwitz y Navon [33] y Davis e Ihinger [34]. En éstos se fija que los radios típicos de burbujas son del orden de $r_0 = 10^{-6}$ m. En esta tesis se utilizará este valor para el radio promedio de las burbujas. Para el número de moles de gas dentro de una burbuja se puede usar la ecuación de Redlich-Kwong dada por (4.3), y ajustar dicho valor para obtener una presión igual a la litoestática a alguna profundidad. De esta forma, se obtiene un magma que inicialmente está en equilibrio. Para el número de burbujas se tomó un valor $N = 10000$ burbujas.

Valores de la amplitud de deformación Para tener el valor de δ se debe conocer algo acerca de la fuente de terremoto, ya que la forma de éste, junto con el estado del espacio adyacente a la cámara de magma, determina las deformaciones que produce el terremoto. Otra forma de obtener el valor de δ_f es estimando a partir de datos de sismogramas. Como se mencionó en la subsección 2.3.3, los valores de esta amplitud de deformación, que es la variación de volumen por unidad de volumen, depende mayormente de la distancia del lugar donde se mide al hipocentro que de la magnitud del terremoto. A distancias del orden de 100-200 kilómetros, δ_f es del orden de 10^{-5} [20].

Este valor, sin embargo, es el valor que tiene la amplitud de deformación en las zonas vecinas a la cámara de magma, no dentro de la misma. Dentro, al haber un cambio de medio, y al ser el magma un fluido donde no existe un cizalle y donde las ondas sísmicas se propagan hasta un 50% más lento que en la corteza, la conservación de energía produce que la amplitud aumente por un factor α . Así, y como se mencionó en la subsección 4.2.1, la amplitud δ efectiva en el magma vendrá dada por

$$\delta = \frac{\Delta V}{V} = \alpha \delta_f,$$

donde δ_f es del orden de 10^{-5} y sobre el cual se discutió el método de cómo obtener su valor en la subsección 2.3.3. El factor α , en concordancia con el artículo original de Brodsky *et al* [29], se considera igual a 10, manteniendo así una estimación conservativa.

Tiempo de duración del terremoto El tiempo de duración de un terremoto es muy importante para un modelo de difusión rectificada, ya que el flujo de masa hacia la burbuja existe, a lo más, durante dicho espacio de tiempo. Para poder obtener el tiempo de duración de un terremoto se puede recurrir a datos históricos, o a algún método de estimación más sencillo. Para esto se tiene que, como el momento sísmico depende de L^3 (al asumir tanto el ancho de ruptura como el desplazamiento relativo proporcionales a U), entonces el tiempo de duración de un terremoto, τ , se puede estimar a partir de la magnitud de éste, en la forma

$$\tau \sim \frac{1}{2} \left(10^{1/2(M_w - 9.5)} \frac{1000}{2.9} \right), \quad (4.53)$$

donde se asume que la velocidad de ruptura es $v_r \sim 2.9 \text{ km s}^{-1}$.

Comparación entre los dos métodos

La comparación más importante que se puede hacer en estos métodos tiene que ver con la respuesta del sistema frente a amplitudes de onda diversas, que indican principalmente la distancia del sistema a la fuente del terremoto. En la figura 4.4 se muestra la dependencia de la variación de la presión interna del magma en función de la amplitud de deformación δ_f , para una perturbación de $\tau = 30 \text{ s}$ de duración, usando ambos modelos de difusión rectificada. En dicha figura se puede ver que, para amplitudes más bajas, como las que se obtienen a distancias mayores a 300 kilómetros, los dos métodos son casi indistinguibles. Sin embargo, a medida que la amplitud se va volviendo mayor, que es para distancias más cercanas a la fuente del terremoto, el método desarrollado en esta tesis, que considera los volúmenes tanto del magma como de la cámara como variables elásticamente durante el terremoto, es más sensible a las perturbaciones. Para cuantificar esta diferencia, en las figuras

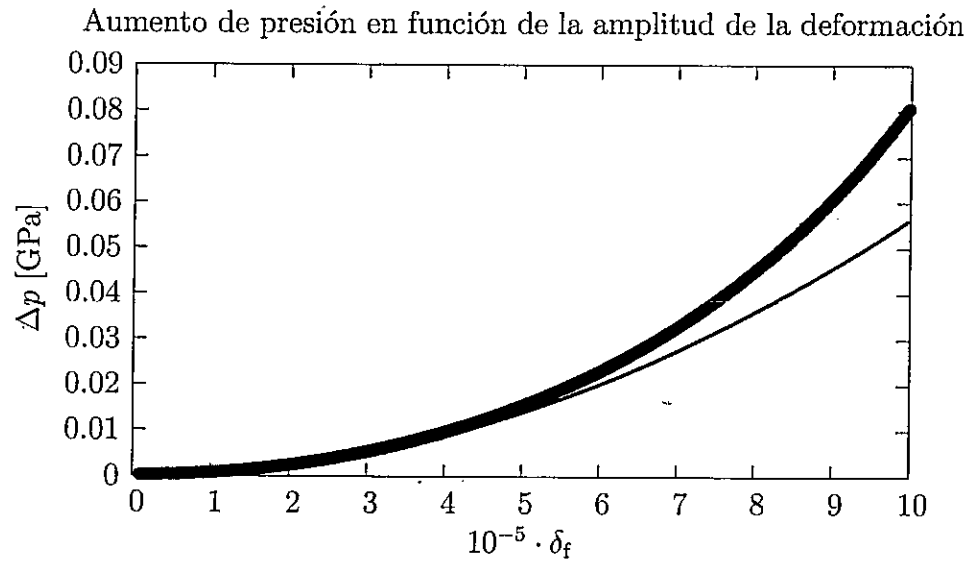


Figura 4.4: Variación en la presión interna de la cámara de magma, en función de la amplitud de la deformación inducida por la onda sísmica, para un terremoto de $\tau = 30$ s de duración. La temperatura del magma es $T = 1400$ K. La línea delgada corresponde al resultado del modelo de difusión rectificada descrito en la subsección 4.2.1, mientras que la línea gruesa corresponde al resultado del modelo de difusión rectificada sin aproximaciones en n y los valores de los volúmenes, descrito en la subsección 4.2.2.

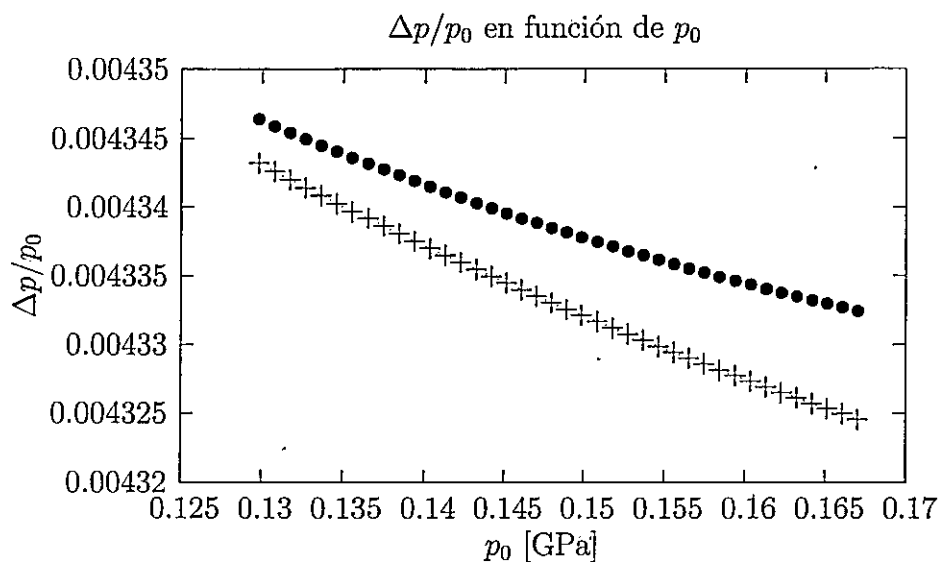


Figura 4.5: Variación relativa de la presión, $\Delta p/p_0$, en función de la presión inicial p_0 , para los dos modelos de difusión rectificada explicados en este resumen. Los puntos circulares corresponden al resultado obtenido del modelo descrito en la subsección 4.2.1, mientras que las cruces representan al resultado obtenido con la difusión rectificada sin aproximaciones de volumen, que fue descrita en la subsección 4.2.2. La amplitud de la deformación fue $\delta_f = 10^{-5}$, que corresponde a la producida por un terremoto de magnitud $M_W \sim 8$ a una distancia de 200 kilómetros.

4.5 y 4.6 se muestra la variación de la presión en función de la presión inicial.

La tendencia de ambos modelos es que el aumento de presión va disminuyendo a medida que se tiene una presión mayor, lo que muestra que a medida que va aumentando la profundidad de la posición de la cámara de magma el aumento en la presión interna es menos significativo. Esto indica que este efecto es más importante en volcanes activos, que suelen tener cámaras de magma más superficiales.

Otro aspecto importante es que el modelo desarrollado en este trabajo, descrito en la subsección 4.2.2 demuestra ser, nuevamente, más sensible para amplitudes

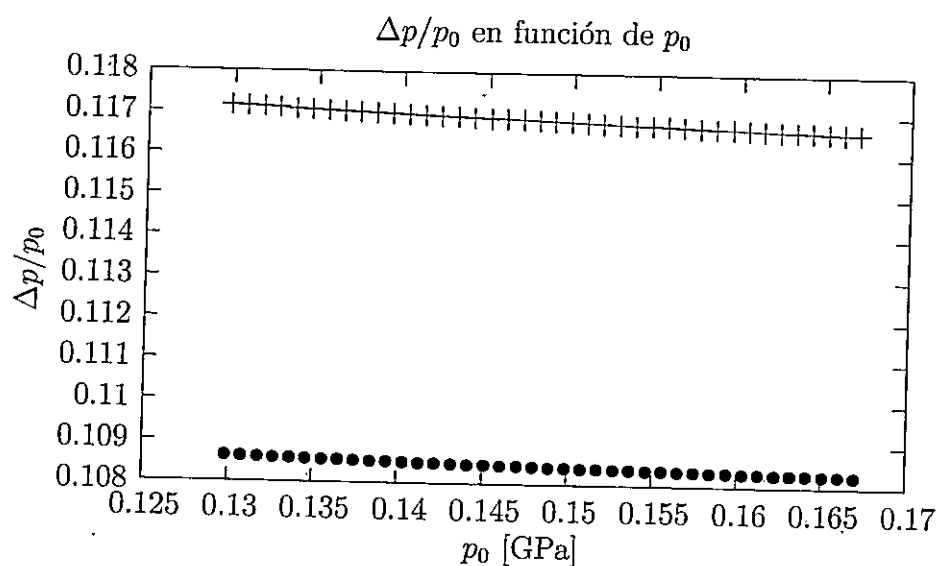


Figura 4.6: Variación relativa de la presión, $\Delta p/p_0$, en función de la presión inicial p_0 , para los dos modelos de difusión rectificada explicados en este resumen y para una amplitud de deformación $\delta_f = 5 \times 10^{-5}$, que corresponde a la producida por un terremoto de magnitud $M_W \sim 8$ a una distancia de 200 kilómetros. Los puntos circulares corresponden al resultado obtenido del modelo descrito en la subsección 4.2.1, mientras que las cruces representan al resultado obtenido con la difusión rectificada sin aproximaciones de volumen, que fue descrita en la subsección 4.2.2.

mayores. En estas amplitudes la diferencia en el aumento de la presión interna del magma entre los dos modelos es del orden de un 10 %. Interesante también es que, para bajas amplitudes, el modelo de difusión rectificadora modificada demuestra un aumento de presión menor al original descrito por Brodsky *et al* [29], lo que ayuda a establecer la idea de que se necesitan deformaciones más grandes para que el volcán muestre una respuesta más importante.

Por las razones dadas anteriormente, se tiene un modelo de difusión rectificadora puede dar una buena explicación de la forma en que aumenta una presión dentro de una cámara magmática. En términos simples, este efecto es el equivalente a “batir una lata de Coca-cola”, y puede ser bastante importante, siempre teniendo en cuenta el estado inicial del volcán, que termina por fijar el aumento máximo de presión que se puede tener.

Capítulo 5

Terremotos y Erupciones Volcánicas en Chile

Debido a la ubicación geológica de nuestro país, donde la mayoría de éste está en el límite entre la Placa de Nazca con la Placa Sudamericana, que es una zona de subducción, los terremotos y las erupciones volcánicas son fenómenos comunes. El registro de éstos fenómenos comienza a existir a partir de la llegada de los españoles, que sufrieron el derrumbe de varios de sus fuertes de piedra debido a la acción de terremotos [35], y pudieron observar varias erupciones volcánicas, sobre todo en la zona central y sureña del país, donde los volcanes son claramente visibles a distancias tan grandes como 60 o 100 kilómetros. Sin embargo, como varios de estos accidentes geográficos están ubicados en lugares de difícil acceso, y como la densidad poblacional en esos tiempos era significativamente menor a la actual, se tiene un registro muy vago de estos fenómenos. Sin ir más lejos, Watt *et al* [15] realizaron un conteo de las erupciones volcánicas en los Andes chilenos, encontrando que, si se asume que la cantidad de erupciones ocurridas es, a largo plazo, constante, entonces recién a partir de aproximadamente 1850 se puede tener un conteo confiable de erupciones volcánicas.

De todas formas, y pese a la falta de registro, existe documentación donde se muestra una aparente correlación entre terremotos y erupciones volcánicas ocurrida en nuestro país. En 1835, Darwin reportó la erupción de 4 volcanes de manera simultanea, tras un gran terremoto en la zona sur, a la altura de Valdivia [1]. En 1960, en la misma zona, el volcán Cordon Caulle, ubicado a menos de 200 kilómetros de la línea costera, entró en fase eruptiva, sólo 38 horas después del terremoto de magnitud $M_W = 9.5$ que ocurrió en dicha zona. En el período del año que siguió a dicho terremoto se registraron 6 erupciones en todo el país, algo mayor a lo que, de acuerdo a Watt *et al* [15] había sido lo usual en el país, donde se tiene entre 1 y 2 erupciones por año. Un fenómeno similar ocurrió tras el terremoto de 1906, que tuvo a la bahía de Valparaíso como epicentro. En el mismo período de tiempo de un año, se registraron 7 erupciones. Naturalmente, lo que sigue es preguntarse hasta qué punto estas erupciones tuvieron que ver con grandes terremotos.

En este capítulo se estudiará el efecto de los grandes terremotos ocurridos en Chile entre los años 1900 y 2000 sobre todo el territorio nacional, y se analizará la conexión que estos podrían tener con las erupciones volcánicas en el mismo siglo. Para esto, en la sección 5.1 se analiza estadísticamente el registro histórico tanto de terremotos como de actividad volcánica, buscando una correlación. Luego, para estudiar la física del sistema, en la sección 5.2 se analizan dos efectos que produce un terremoto sobre un volcán. El primero es cosísmico, se produce mientras pasan las ondas a través de la cámara de magma de un volcán, y se llama *difusión rectificada*, sobre el cual se habló en el capítulo anterior. Este efecto permite aumentos de presión inmediatos en el magma del volcán, lo que puede ayudar a cambiar el estado de éste. El segundo efecto tiene que ver con las deformaciones que se generan de manera

postsísmica, que ocurren en un tiempo posterior al pasaje de las ondas sísmicas por un volcán. Sobre estas deformaciones se habló en el capítulo 2, y pueden ayudar a entender el estado de la corteza alrededor de un volcán en tiempos posteriores a un gran terremoto, lo que puede ayudar a entender de mejor manera el estado de cada un centro eruptivo en particular. Estos dos efectos mencionados son distintos, y funcionan en escalas de tiempo diferentes, aunque ambos cambian el estado crítico de un volcán.

Finalmente, para poder estudiar el efecto acumulativo de varios terremotos sobre un volcán, en la sección 5.3.3 se analiza el estado del tensor de esfuerzos producido por la suma de muchos terremotos históricos en variados volcanes de la zona centro-sur de nuestro país.

5.1. Erupciones volcánicas en Chile durante el siglo XX

Sobre los volcanes chilenos hay un buen registro de sus erupciones desde hace varios siglos. Este registro es particularmente bueno cuando se trata de erupciones ocurridas en volcanes de la zona central y sur del país (lo comprendido entre la sexta y la décima región), debido, en gran parte, a la buena visibilidad que se tiene de dichos volcanes en esa zona de la cordillera, donde las montañas ya no son tan altas, y los volcanes suelen sobresalir. Es en el Norte del país, donde los volcanes son de difícil acceso muchas veces, que el registro de erupciones no está muy completo. De todas formas, durante el siglo XX el registro de erupciones es bastante confiable, no así el de actividad volcánica, que no siempre se ve reflejada en una erupción donde haya liberación de grandes cantidades de gases, ni eyección de material al aire. En esta

sección se procurará dar información acerca de las erupciones volcánicas ocurridas en Chile durante entre los años 1900 y 2000. En la subsección 5.1.1 se hablará acerca del catálogo de datos con el que se trabajó y en la subsección 5.1.2 se tratará el tema de la tasa de erupciones volcánicas por año.

5.1.1. Sobre los datos

Para este trabajo se consideraron dos grandes fuentes de datos de fechas en las cuales ocurrieron erupciones volcánicas. La primera fuente está dada por el libro de González-Ferrán [16] donde se tiene un catálogo de prácticamente todos los volcanes chilenos, y se da información acerca de su estructura y su actividad histórica. La segunda fuente está dada por el *Global Volcanism Program* (GVP) que, en su página web [36], almacena información acerca de todos los volcanes del mundo, dando detalles acerca de la estructura de éstos, así como un análisis más descriptivo de las erupciones que han tenido.

Si bien para el catálogo del GVP se considera el libro de González-Ferrán como referencia, algunos períodos de actividad volcánica que se detallan en dicho escrito no están en dicho catálogo. Como lo que se busca es entender el efecto que producen los terremotos sobre los volcanes, el enfoque debe moverse más hacia el análisis de los períodos de actividad volcánica, más que los de las erupciones más grandes y explosivas. Es por esto que se considera la suma de las dos fuentes de datos.

Otro detalle importante es que en el catálogo del GVP a veces se plantea que no se tiene certeza de que algunas erupciones hayan ocurrido. En los análisis que siguen en las siguientes subsecciones se trabajará tanto con el set completo, incluyendo las

erupciones de las que no se tiene certeza, como con el set incompleto, que tiene dichas erupciones fuera de él.

5.1.2. Ocurrencia de las erupciones

Para poder analizar la relación entre terremotos y erupciones volcánicas en Chile durante el siglo XX, lo primero que se debe hacer es adquirir una idea acerca de si los registros históricos dicen algo al respecto. Para esto, se requiere tener un seguimiento de la actividad volcánica en el país durante este período de 100 años. En la figura 5.1 se tiene un conteo en el tiempo de la cantidad de volcanes de los cuales se registró un período de actividad, haya sido en forma de una erupción explosiva o de fumarolas mayores a lo usual. El conteo fue realizado consultando los registros históricos de actividad para volcanes ubicados en el territorio comprendido entre la Región de Parícuta y la Región de los Lagos. En dicha figura se puede apreciar la existencia de una actividad de base, que varía entre un volcán y dos volcanes en actividad por año, que es lo que se podría denominar como la tasa normal de actividad volcánica en el país. En la misma figura, para poder hacer un contraste con la aparición de grandes terremotos, se muestra un gráfico de la *magnitud equivalente* producida por terremotos cuya magnitud fue mayor o igual a $M_W = 7$. Para poder calcular esta cantidad se considera el momento sísmico total, \bar{M}_0 producido por varios terremotos en una ventana de tiempo dada, y en una zona particular. Dicho momento viene dado por

$$\bar{M}_0 = \sum_i^n M_0^{(i)}, \quad (5.1)$$

donde $M_0^{(i)}$ es el momento sísmico de un terremoto. La suma es sobre los n terremotos considerados en la ventana temporal y espacial dada.

Sabiendo el momento sísmico total, \bar{M}_0 , la *magnitud equivalente* viene dada por

$$\bar{M}_W = \frac{2}{3} [\log_{10}(\bar{M}_0) - 16.1] , \quad (5.2)$$

donde \bar{M}_0 está medido en dina·cm.

En la figura 5.1 se puede ver cómo existen dos momentos donde la tasa aumenta considerablemente, que es alrededor de los años 1906 y 1960, en los que ocurrieron los terremotos de magnitud $M_W = 8.3$, que afectó gravemente a la zona de Valparaíso, y $M_W = 9.5$, cuya zona de ruptura se extendió desde Lebu hasta Aysén. Lo interesante en estos casos es que la tasa comienza a aumentar antes de que ocurrieran los terremotos, lo que sugiere un fuerte período de actividad tectónica a nivel de país antes de dichos eventos. Sin embargo, lo mostrado en la figura 5.1, al ser la información sobre todo el país, no refleja el efecto local de los terremotos en la zona donde ocurrieron. Es por esto que el siguiente análisis debe realizarse en diferentes regiones del territorio nacional, para así buscar una correlación a menores distancias. Estas dos regiones son la zona norte, comprendida entre la Región de Parinacota y la Región de Atacama, y la zona centro-sur, comprendida entre la Región de Valparaíso y la Región de Los Lagos. La razón para realizar la separación en estos puntos tiene que ver con los arcos volcánicos que se tienen en dichas zonas. Como se mencionó en el capítulo 3, en los Andes chilenos no existen volcanes en la zona comprendida entre el sur de la tercera región y el norte de la metropolitana. Esto deja una zona de aproximadamente unos 800 kilómetros de largo en los cuales no existe actividad volcánica. Como dicha distancia es del orden de 2 a 3 veces el largo de falla de un terremoto de magnitud $M_W \sim 8$, se puede hacer la separación planteada, ya que en las dos zonas

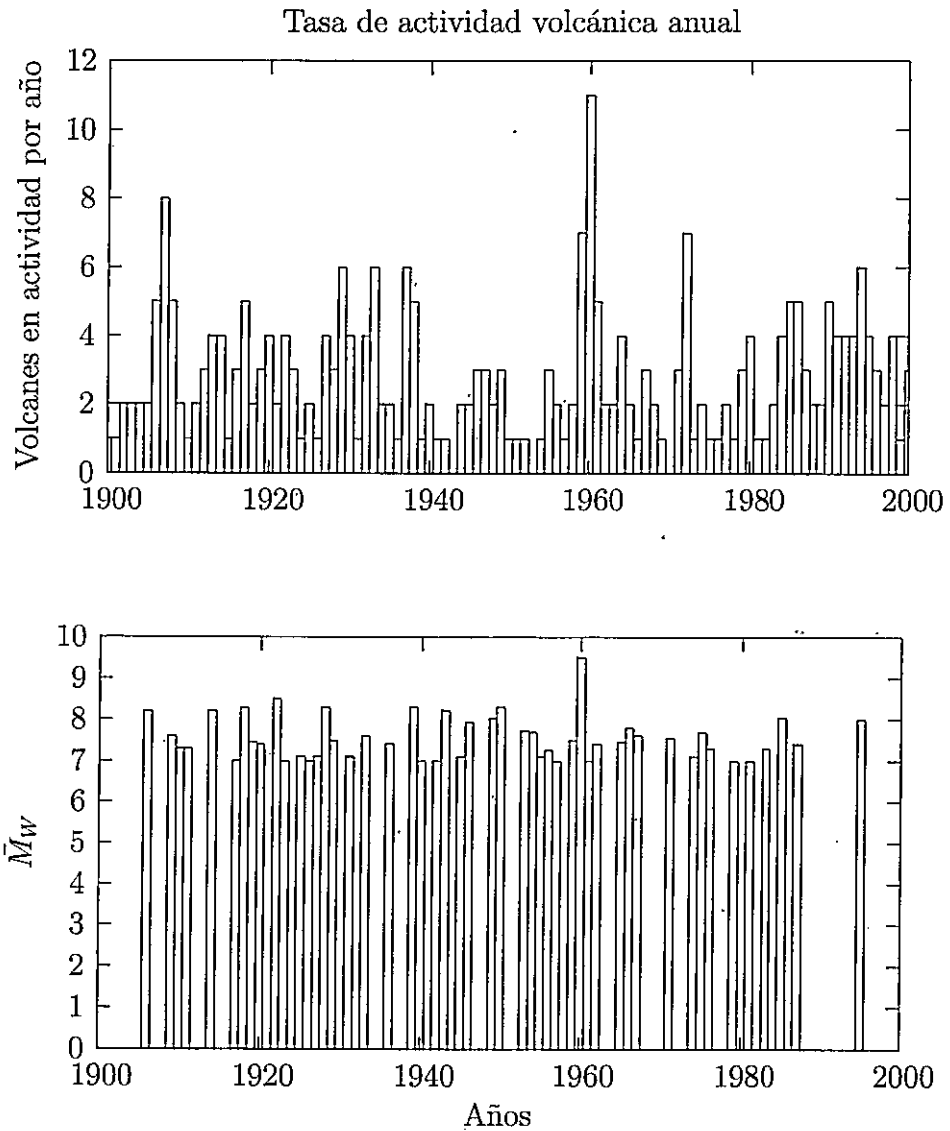


Figura 5.1: Gráficos de la actividad volcánica y de la magnitud equivalente por año en Chile durante el siglo XX. El primer gráfico muestra la tasa de actividad volcánica durante dicho período. Aquí se muestra cuántos volcanes mostraron actividad en un año en particular. Se puede apreciar un aumento importante de la tasa antes de los años 1906 y 1960. El segundo gráfico muestra la magnitud equivalente, definida en las ecuaciones (5.1) y (5.2), registrada en un año en particular, debido a los terremotos con magnitud $M_W > 7$

consideradas, cuyos largos son del orden de 1300 y 1100 kilómetros respectivamente, se puede considerar que los terremotos ocurridos en una de ellas tienen a dicha zona como su campo principal de acción. En la figura 5.2 se muestra la tasa de actividad para la zona norte del país, mientras que en 5.3 se muestra lo mismo, pero para la zona centro-sur de Chile. En cada una de estas figuras se muestra, también, la magnitud acumulada por año en función del tiempo para cada zona.

En la zona norte es difícil ver períodos marcados donde aumente la actividad volcánica, ya que los registros arrojan normalmente que, a lo más, existe entre uno y dos volcanes presentando actividad por año, y esto es lo que se consideró como actividad base a nivel nacional. Los únicos períodos donde existe una actividad que podría considerarse inusual corresponden al año 1960, y al que va entre los años 1984 y 1996.

Sin embargo, al tomar en consideración los terremotos cuyas magnitudes fueron mayores a $M_W = 8$, y que tuvieron como epicentro algún lugar de la zona considerada, se puede notar que los únicos dos que ocurrieron en una zona cercana a los volcanes que entraron en actividad fueron los ocurridos en 1950, de magnitud $M_W = 8.3$, con epicentro en San Pedro de Atacama, y el ocurrido en 1995, de magnitud $M_W = 8$, que tuvo como epicentro la costa de Antofagasta. Interesante es notar, entonces, el aumento en la actividad volcánica entre 1984 y 1996, que termina alrededor de un año después del terremoto de Antofagasta. Los otros dos terremotos con magnitud $M_W > 8$ que ocurrieron en el norte del país durante el siglo XX ocurrieron en 1918 y 1922, con epicentros en las cercanías de Chañaral y Vallenar, respectivamente. La distancia de los hipocentros de éstos al volcán más sureño que entró en actividad en el período considerado, el Lascar, es del orden de 2 a 3 largos de falla

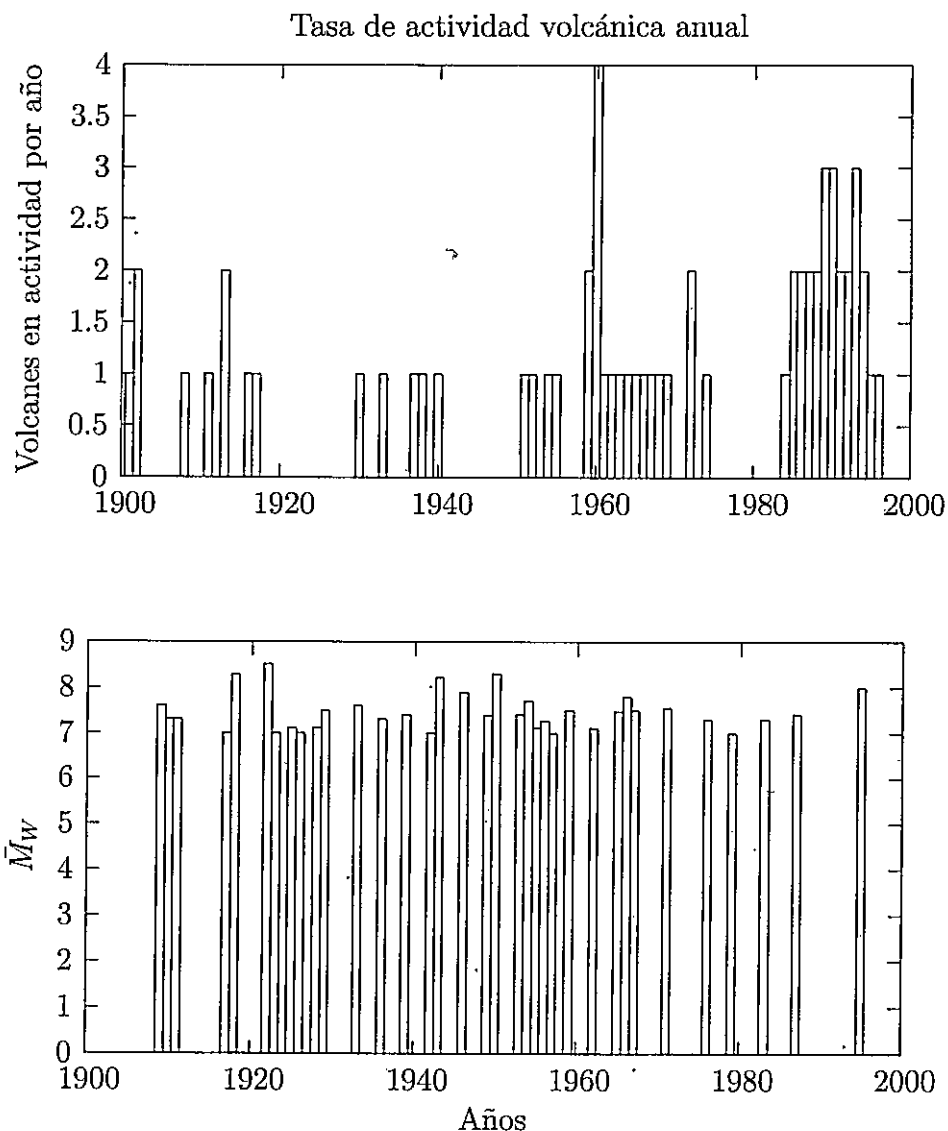


Figura 5.2: Gráficos de la tasa de actividad volcánica y de la magnitud equivalente durante el siglo XX en la zona norte del país. Para calcular la magnitud equivalente sólo se consideraron terremotos con magnitud $M_W \geq 7$. En esta figura se puede apreciar muestra cuántos volcanes mostraron actividad en un año en particular. Se puede ver, además, que en este caso es difícil mencionar una "actividad base", pero de todas formas se puede apreciar un aumento en la actividad en 1960, y un período de mayor actividad entre los años 1985 y 1995.

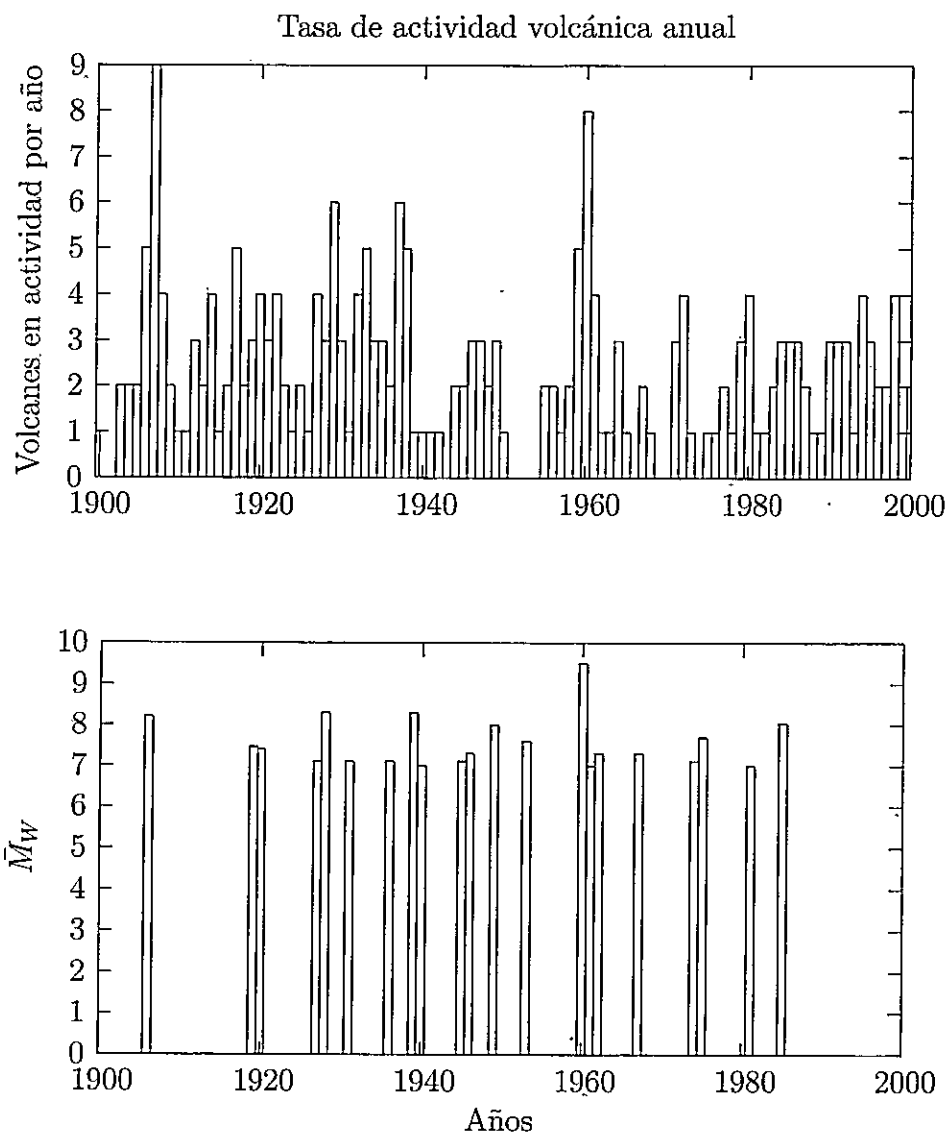


Figura 5.3: Gráficos de la tasa de actividad volcánica y de la magnitud equivalente durante el siglo XX en la zona sur del país. Para calcular la magnitud equivalente sólo se consideraron terremotos con magnitud $M_W \geq 7$. En esta figura se puede apreciar muestra cuantos volcanes mostraron actividad en un año en particular. Se puede ver, además, la aparición de una "actividad base" que está entre uno y dos volcanes en actividad por año, además de que se tienen dos grandes aumentos en la actividad alrededor de los años 1906 y 1960.

para cada uno. Se puede apreciar que alrededor de estos años no se encuentra un aumento importante en la actividad volcánica de la zona. Es más, para el caso del terremoto de 1922 ni siquiera se registra un solo caso de actividad en los siguientes 8 años.

Para la zona centro-sur del país la situación es distinta. A simple vista se puede apreciar que la actividad volcánica, que se ve reflejada en la figura 5.3, presenta períodos claramente marcados donde aumenta significativamente. Estos dos períodos son alrededor de los años 1906 y 1960. Sin embargo, no son estos períodos los únicos donde se tiene una actividad volcánica mayor que la basal, que va entre uno y dos volcanes en actividad al año, ya que se tienen otros años donde la actividad llega a niveles tan altos como 4 o 5 volcanes por año. Sin embargo, una posible correlación con la ocurrencia de grandes terremotos es poco clara en estos casos. Para poder tener una visión más clara, en la tabla 5.1 se muestra la fecha en la que ocurrieron los terremotos más grandes en la zona, con su magnitud, una estimación de su largo de ruptura, y un lugar de referencia para su epicentro.

Año	Largo de ruptura [km]	Magnitud [M_W]	Ref. Epicentro
1906	281	8.2	Valparaíso
1914	281	8.2	Costa VII Región (altura Talca)
1928	316	8.3	Costa VII Región (altura Talca)
1939	316	8.3	Chillán
1960	1200	9.5	Valdivia
1985	223	8.0	San Antonio

Cuadro 5.1: Tabla en la cual se muestran las fechas, los largos de ruptura, las magnitudes, y una referencia de la ubicación de los epicentros, para los terremotos con magnitud $M_W > 8$ ocurridos durante el siglo XX, que tuvieron como epicentro la zona centro sur de Chile. Los valores para los diferentes largos de ruptura fueron estimados como se dice en la subsección 5.2.1.

Es interesante notar una aparente relación entre los terremotos de 1906, 1914, 1928 y 1939, que ocurrieron con un tiempo relativamente corto entre ellos, con la actividad mostrada la figura 5.3, donde se puede ver una actividad mayor a la basal durante todo el período entre 1905 y 1940, que luego decae a valores normales, para volver a aumentar en las cercanías de 1960. Esta relación, sin embargo, no es tan directa, por lo que sólo queda como un detalle interesante que analizar. De todas formas, esto levanta la pregunta de hasta que punto la gran actividad volcánica que se muestra está mayormente debida al movimiento entre las placas tectónicas, o si es que se debe más a la acción directa de los terremotos. Para poder dar más luces sobre esto es importante analizar el efecto de los terremotos sobre una zona dada.

5.1.3. Correlaciones

En la subsección anterior se habló tanto de la actividad volcánica del país como de la ocurrencia de grandes terremotos en el territorio. Se notaron cosas bastante interesantes, como los aumentos en la actividad volcánica antes y después de varios terremotos con magnitudes importantes en la zona centro-sur. Pero aún puede hacerse un análisis estadístico más acabado.

En esta subsección se pretende estudiar hasta qué punto existe una influencia estadística de los terremotos sobre los volcanes. Para esto se realizará una correlación cruzada entre dos series temporales, que serán el número de volcanes en actividad por año y el momento sísmico acumulado liberado en ese mismo período de tiempo, respectivamente.

Método de correlación cruzada

Si se tienen dos series temporales, $f(t)$ y $g(t)$, donde t es un tiempo discreto, existe un método en el cual se puede evaluar la correlación entre éstas transcurrido un tiempo de retardo D .

La forma de analizar esto se realiza definiendo la correlación cruzada $r(D)$ en la forma

$$r(D) = \frac{\sum_t [(f(t) - \bar{f})(g(t - D) - \bar{g})]}{\sqrt{\sum_t (f(t) - \bar{f})^2} \sqrt{\sum_t (g(t) - \bar{g})^2}}, \quad (5.3)$$

donde \bar{f} y \bar{g} son los promedios de cada una de las series temporales, definidos por

$$\bar{f} = \frac{1}{N} \sum_t f(t), \quad (5.4)$$

$$\bar{g} = \frac{1}{N} \sum_t g(t), \quad (5.5)$$

donde N es el número total de elementos en la serie temporal considerada.

La función $r(D)$ dada en (5.3) es una nueva serie temporal, que depende del tiempo de retardo τ en el cual se la evalúa. Las sumas que definen esta serie se realizan sobre un número de elementos que dependen del valor de D . Por ejemplo, si se tienen dos series, $f(t)$ y $g(t)$, cada una de 100 elementos, uno para cada valor de $t = 0, 1, 2, \dots$, cuando se evalúe la suma para un retardo $D = 30$, entonces lo natural será encontrarse en algún momento con elementos de la serie que no existen. Una solución para esto es acomodar el número de elementos sobre el cual se realizan las sumas, para así evitarse este problema.

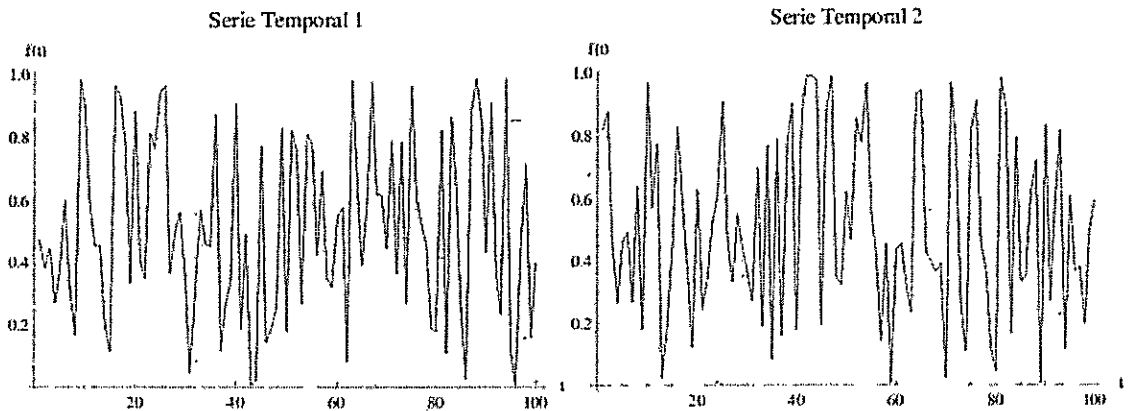


Figura 5.4: Gráfico de dos series temporales aleatorias distintas.

Para poder analizar la correlación de una serie temporal con otra lo que se debe hacer es estudiar la serie temporal $r(D)$. Un ejemplo puede realizarse con dos series aleatorias, cada una de 100 elementos, para $t = 0, 1, 2, \dots, 99$. En la figura 5.4 se muestra un gráfico cada una de estas series.

Al realizar una correlación entre una serie temporal consigo misma, por la definición de $r(D)$, éste debería tener una correlación igual a 1, la máxima posible, en $D = 0$. Para otros tiempos de retardo no debería verse ninguna tendencia. En la figura 5.5 se muestra la correlación cruzada entre una de las dos series temporales aleatorias mostradas en la figura 5.4 consigo misma. Se puede apreciar la aparición de este *peak* de correlación en $D = 0$, además de otros tantos para tiempos de retardo mayores.

Para analizar cuan importante es un *peak* de correlación entre dos series temporales, un método es realizar muchas correlaciones entre una serie y *aleatorizaciones* de

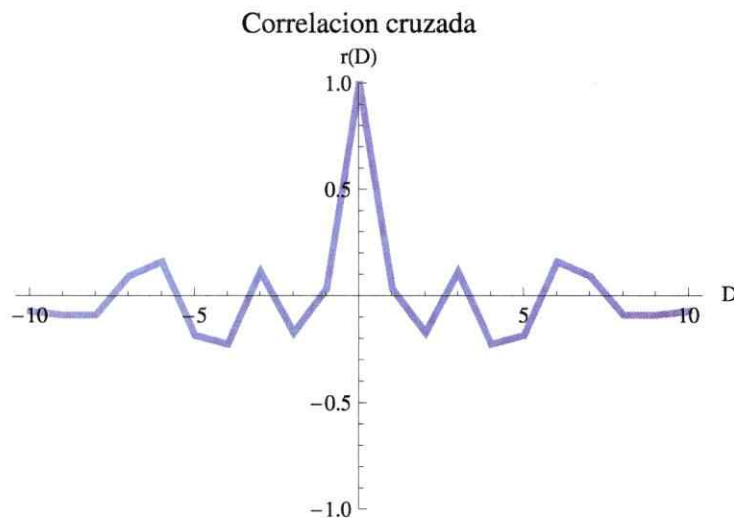


Figura 5.5: Correlación cruzada entre la primera de las series temporales mostradas en la figura 5.4 consigo misma.

la segunda. Una aleatorización de una serie temporal es cambiar, al azar, el orden de los elementos de la serie. Todas estas correlaciones darán el nivel de ruido del método, de manera que se puede estimar cuál es el promedio y la desviación estándar de este ruido. Así, al superponer el gráfico del ruido, con sus promedios obtenidos, con el de la correlación entre las dos series, entonces se puede apreciar cuan importante es la correlación para cierto retardo D : si está bajo el ruido, no es importante, y si está sobre éste, lo es. En la figura 5.6 se puede ver la correlación de una serie aleatoria consigo misma superpuesta con el ruido. Allí se puede apreciar cómo la única correlación importante es la que se da en $D = 0$, como debería esperarse para una serie aleatoria, debido a que dos series azarosas distintas no deben tener correlación alguna para ningún tiempo de retardo.

De esta forma, se tiene una herramienta estadística para poner a prueba el nivel de correlación existente entre las series temporales que se utilizan en este estudio: el

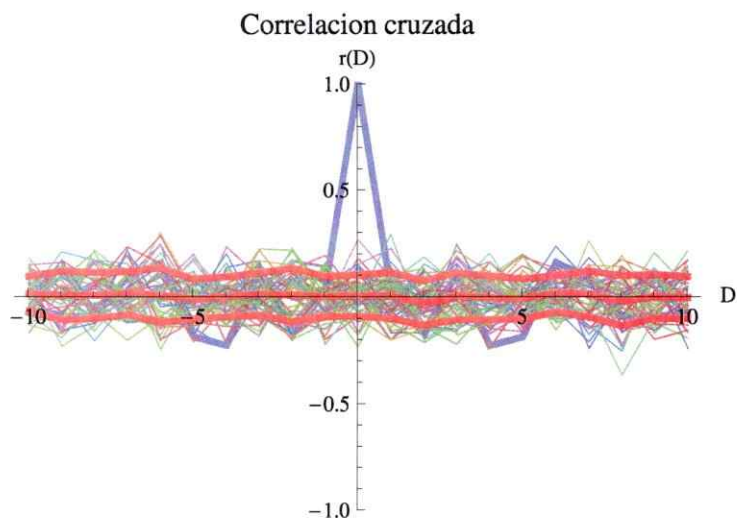


Figura 5.6: Correlación cruzada de una serie temporal aleatoria consigo misma, superpuesta con un ruido generado por muchas correlaciones cruzadas entre ésta serie y aleatorizaciones de ella. Los valores del promedio del ruido y la desviación estándar de éste están mostrados en las líneas gruesas cercanas al origen en el eje de los retardos.

número de volcanes en actividad por año, y el momento sísmico acumulado en un año, \bar{M}_0 . Ambas calculadas en distintas zonas espaciales.

Aplicación a las series temporales de terremotos y volcanes chilenos

Para poder hacer un análisis estadístico de la interacción entre grandes terremotos y erupciones volcánicas en Chile, lo que se hizo fue armar series temporales para poder realizar una correlación cruzada con éstas. Las series temporales son, como se mencionó al final de la subsección anterior, el número de volcanes en actividad por año en una zona dada, y el momento sísmico acumulado en un año por terremotos cuya magnitud es tal que $M_W \geq 7$, en la misma zona espacial. A nivel de país, el resultado se muestra en la figura 5.7.

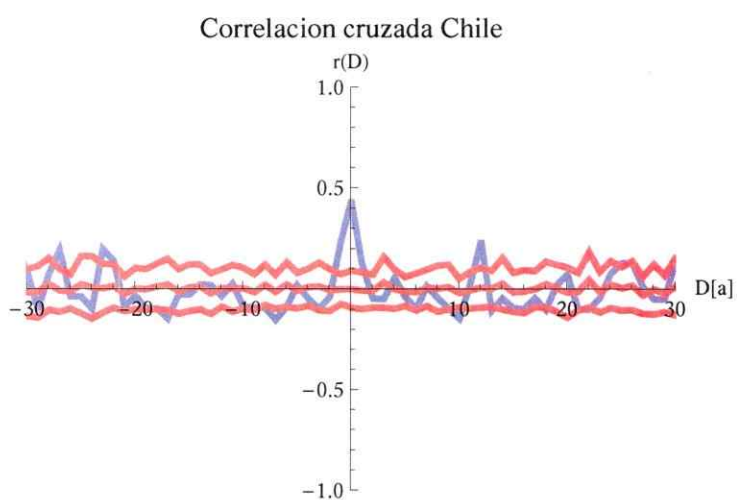


Figura 5.7: Correlación cruzada entre el número de volcanes en actividad por año con el momento sísmico acumulado en el mismo período de tiempo, para todo el país de Chile. El momento sísmico total se calculó utilizando terremotos cuya magnitud fue mayor o igual a 7. El gráfico se muestra con el valor promedio del ruido, calculado como se explica en la subsección 5.1.3, además de la desviación estándar del mismo. El tiempo de retardo está medido en años.

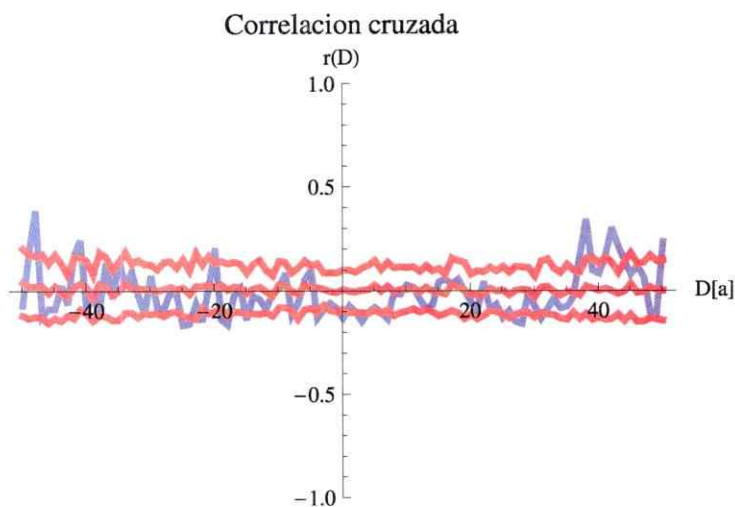


Figura 5.8: Correlación cruzada entre el número de volcanes en actividad por año con el momento sísmico acumulado en el mismo período de tiempo, para la zona norte de Chile. El momento sísmico total se calculó utilizando terremotos cuya magnitud fue mayor o igual a 7. El gráfico se muestra con el valor promedio del ruido, calculado como se explica en la subsección 5.1.3, además de la desviación estándar del mismo. El tiempo de retardo está medido en años.

Se puede apreciar que existen dos correlaciones importantes, en $D = 0$ años, y en $D = 10$ años. La primera habla de una respuesta de muy corto plazo entre la aparición de grandes terremotos y la actividad volcánica. La segunda es interesante también, debido a que muestra que, con un tiempo de retardo cercano a los 10 años, también existe una conexión.

Si bien lo mostrado en la figura 5.7 es muy importante, en ella están mezclados los datos de todo el país. Es por esto que en las figuras 5.8 y 5.9 se muestra la correlación cruzada de las dos series temporales mencionadas, pero para las zonas norte y centro-sur del país.

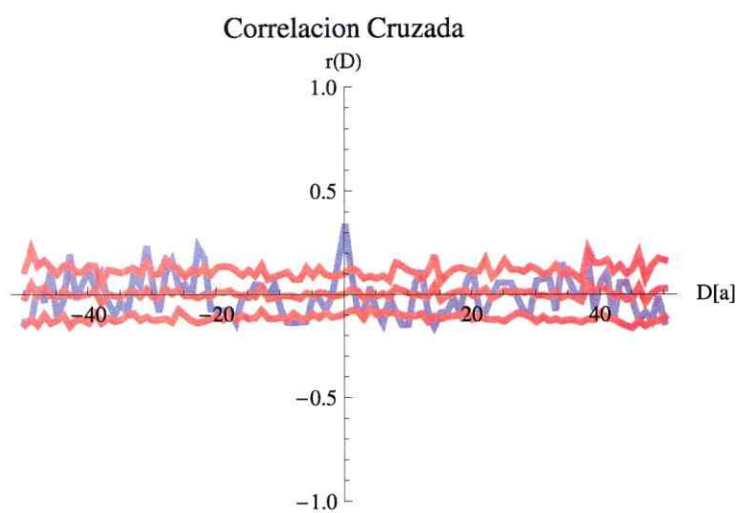


Figura 5.9: Correlación cruzada entre el número de volcanes en actividad por año con el momento sísmico acumulado en el mismo período de tiempo, para la zona sur de Chile. El momento sísmico total se calculó utilizando terremotos cuya magnitud fue mayor o igual a 7. El gráfico se muestra con el valor promedio del ruido, calculado como se explica en la subsección 5.1.3, además de la desviación estándar del mismo. El tiempo de retardo está medido en años.

Para la zona norte del país, que comprende todo el territorio continental que comienza en el extremo septentrional de éste y termina en límite norte de la región de Valparaíso, se puede apreciar que no existe una correlación clara. De hecho, todas están dentro del nivel del ruido, salvo las que están alrededor de un tiempo de retardo $D = 40$ años, que de todas formas son pequeñas, y pueden atribuirse a que, para tiempos de retardo tan grandes, la sumas que deben evaluarse para obtener el valor de la correlación contienen muy pocos elementos, de manera que no son confiables. De todas formas se puede apreciar que, estadísticamente, no existe una conexión clara entre estos los grandes terremotos y actividad volcánica en la zona norte del país.

Para la zona centro-sur del país, que comprende el territorio continental entre el límite norte de la región de Valparaíso hasta el extremo sur de Chile, sí se puede apreciar una correlación muy clara en un tiempo $D = 0$ años. Además, cerca de $D = 10$ años se aprecia otra, pero que escapa por muy poco de la desviación estándar del error. Así, se puede ver que la correlación en esta zona es más parecida al total del país que la zona norte. Esto sugiere, además, que la conexión es de muy corto plazo, ya que ocurre en el transcurso de uno o dos años como máximo.

El análisis de las correlaciones deja más preguntas que respuestas acerca de la naturaleza de una posible interacción terremoto-actividad volcánica. Lo que sí demuestra claramente es que existe una zona en el país donde existe evidencia que sugiere que esta interacción existe, y que ésta ha funcionado en el corto y mediano plazo históricamente. Si se considerara que la aparición de grandes terremotos y la actividad volcánica son dos fenómenos que funcionan al azar, entonces no se podría

tener una correlación tan marcada como la que se muestra en las figuras 5.7 y 5.9.

Una investigación interesante, que en principio no tiene que ver directamente con lo que se estudia en esta tesis, fue realizada por Kelin Wang [37]. En su poster presentado en la CHAPMAN CONFERENCE ON GIANT EARTHQUAKES AND THEIR TSUNAMIS, realizada por la American Geophysical Union en Viña del Mar el presente año, el mostró resultados que sugieren la subducción entre la placa Sudamericana y la Placa de Nazca, que recorre la mayor parte de Chile, presenta dos zonas muy características: la primera, que va desde el extremo norte de Chile hasta cerca de Valparaíso, y la segunda que va desde allí hasta la zona de Aysén. En la primera zona el borde entre las dos placas tiene muy pocos sedimentos, lo que genera que las placas tectónicas se traben fácilmente, acumulando mucha tensión entre ellas. Sin embargo, este mismo hecho lleva a que las rupturas que se generen no sean muy grandes, produciendo terremotos "medianos". En la segunda zona, en tanto, el borde entre las placas es rico en sedimentos, lo que produce que, cuando se produce una ruptura en las placas, ésta se propague grandes distancias, produciendo terremotos grandes, y con menor frecuencia que en el caso de la zona norte. Esta separación del país en dos zonas resulta muy interesante cuando se le conecta con lo mostrado en las figuras 5.8 y 5.9, donde se hace una separación similar, y se encuentra una correlación importante sólo en la zona centro-sur de Chile.

Es sabido que, para que ocurra una erupción volcánica, se necesita un magma que suba hasta la superficie. También es sabido que grandes deformaciones ayudan a que un magma pueda ascender a través de la corteza. Es por esto que lo mencionado por Wang [37] resulta muy llamativo, y lleva a que se haga necesaria una investiga-

ción acerca de las deformaciones producidas en estas zonas debidas al movimiento y bloqueo de las placas tectónicas. Esto es ciertamente un trabajo a futuro.

5.2. Efecto de los grandes terremotos

Como se mencionó en el capítulo 2, un terremoto produce deformaciones, y por consiguiente esfuerzos, en el espacio alrededor de ellos. Los cambios asociados con las ondas que pasan son llamados *dinámicos*, mientras que los que tienen que ver con el cambio final que queda en el terreno, después de que pasan las ondas, son llamados *estáticos*. Para poder calcular estos cambios se necesita información acerca de los planos de falla de los distintos terremotos, que no siempre está disponible. En la subsección 5.2.1 se hablará acerca de cómo se obtuvo los parámetros para cada terremoto, así como de cuáles fueron considerados y cuáles no, y por qué razones. En la subsección 5.2.2 se mostrará el cálculo de componentes del tensor de esfuerzos producido por los cambios estáticos producidos por los terremotos.

5.2.1. Sobre los datos

Como un primer objetivo es lograr obtener el tensor de esfuerzos producido por los distintos terremotos, se debe seleccionar un catálogo, y luego ver si es que se tienen los parámetros necesarios para poder aplicar el modelo de Okada [21] que estima las deformaciones producidas en un lugar del espacio, para así poder estudiar los cambios en el tensor de esfuerzos debido a la acción de un terremoto.

El catálogo usado es el de terremotos ocurridos en Chile en el siglo XX cuya magnitud, en la escala de Richter, es mayor a 7. Dicho catálogo se puede encontrar en la página web del Servicio Sismológico Nacional [38], y es una lista donde aparece

una estimación de la magnitud del terremoto, la ubicación del epicentro de éste, la fecha en la cual ocurrió, y una estimación de la profundidad, en algunos casos. Se decidió tomar terremotos de estas magnitudes ya que, al ser logarítmica la escala, un terremoto de magnitud 7 libera aproximadamente 30 veces la energía que uno de magnitud 6 y, por lo tanto, produce deformaciones y cambios de esfuerzos que son más importantes que los de magnitudes menores.

El problema del catálogo mencionado en el párrafo anterior es que carece de información acerca de la ubicación del plano de falla, por lo que hubo que hacer estimaciones acerca de las características de éstos.

Lo primero que se hizo fue asumir que la mayoría de los terremotos de gran magnitud en Chile se producen por eventos netamente de subducción. Esto produce de inmediato que sólo se use un set de ecuaciones del trabajo de Okada [21], las correspondientes a un evento de tipo *dip-slip*, cuya geometría se puede ver en la figura 2.6, en el capítulo 2. Con esto, y sabiendo el ángulo de subducción en una zona, se puede obtener la profundidad del hipocentro del terremoto. En los casos en que la profundidad entregada por el Servicio Sismológico no calzaba con la que se esperaría para un evento de subducción, se asumió que el evento seguía siendo de tipo *dip-slip*, con un ángulo de inclinación ξ igual al de la zona de subducción que corresponde a la latitud donde se generó el epicentro. También, y considerando la falta de datos sobre las dimensiones y las ubicaciones de las zonas de ruptura, se asumió que los planos de falla tienen el vértice Oeste en el hipocentro, y que la falla se propagaba siempre de norte a sur. Esto no es cierto en general, sólo en dos casos especiales, los dos terremotos más grandes del catálogo, se tuvo acceso a información

sobre el plano de falla, de manera que se estimó de otra forma la ubicación del plano de falla.

Ángulo de inclinación

El primer problema para poder tener una estimación del ángulo de inclinación ξ es que, a lo largo de toda la zona comprendida entre la primera y la décima región, no existe sólo un ángulo de inclinación, de manera que se pueda tratar a toda la zona de subducción como la convergencia entre dos planos perfectos. Los ángulos son distintos a medida que se va avanzando de norte a sur, lo que plantea que la convergencia entre las placas es tal que una se va metiendo dentro de otra por partes, como si estuviera compuesta por teclas de piano que van dando los distintos niveles.

Para poder estimar el ángulo mencionado se volvió a los datos que el Servicio Sismológico Nacional tiene publicados en su página web [38]. Estos datos están en forma de imágenes, y un ejemplo de éstos se muestran en las figuras 5.10 y 5.11. La figura 5.11 muestra las ubicaciones de los hipocentros de varios terremotos ocurridos a lo largo de la línea "P07", mostrada en la figura 5.10. Dicha línea representa la senda que sigue el movimiento de subducción de las placas en dicha zona.

Con estos mapas en la mano, lo que siguió fue trazar una recta a través de los hipocentros de las distintas zonas, de manera que se pudiera obtener una estimación de la forma del límite entre las placas. Luego, se midieron las distancias en los mapas, y se obtuvo una estimación del ángulo ξ para distintas zonas de Chile. Finalmente, se asoció un ángulo a cada terremoto, de acuerdo a la cercanía de un epicentro en particular a cada zona.

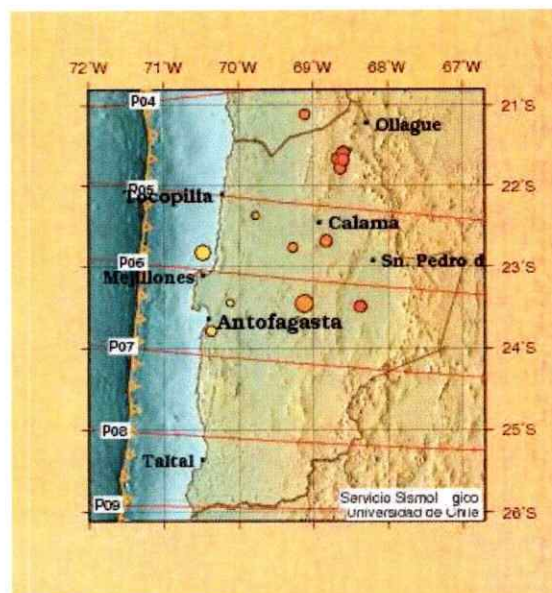


Figura 5.10: Mapa de la Segunda Región de Chile, donde se puede apreciar el límite entre placas tectónicas en la costa, y donde además se marcan líneas a lo largo de las cuales después se mostrarán las profundidades de los hipocentros de sismos de los últimos años. La imagen fue tomada de la página web del Servicio Sismológico Nacional [38].

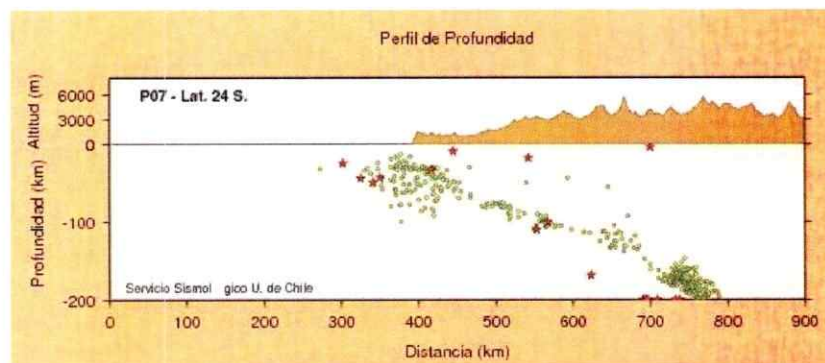


Figura 5.11: Mapa donde se marcan los hipocentros de distintos sismos ocurridos en los últimos años en la zona indicada como "P07" en la figura 5.10. La imagen fue tomada de la página web del Servicio Sismológico Nacional [38].

Además, como se puede ver en la figura 5.10, la forma del límite de placas no es una línea recta perfecta. Entonces, como la idea es obtener el tensor de esfuerzos producido por varios terremotos, y esto requiere fijar un sistema de coordenadas fijo, es necesario obtener la dirección de la ruptura para cada terremoto. Asumiendo que se tienen eventos de subducción, que siguen la inclinación propia de las placas en el hipocentro del terremoto, se puede estimar un ángulo de inclinación ξ , medido respecto a un sistema de referencia cartesiano, basado en los paralelos y meridianos. Este ángulo se estimó midiendo distancias para cada una de las líneas "P" que aparecen en los mapas dados por el Servicio Sismológico Nacional.

Dimensiones plano de falla y dislocación

Como se mencionó en el capítulo 2, un terremoto genera una ruptura y un desplazamiento relativo entre dos placas en un espacio elástico. La forma de la ruptura no tiene por qué tener un plano uniforme y, de hecho, en general no se observa que sea así. Sin embargo, la primera aproximación que se puede hacer que preserve la fenomenología del fenómeno es considerar que un terremoto tiene un plano de falla definido por un largo L y un ancho W . Además se puede definir un desplazamiento relativo promedio U donde se asume, nuevamente, que se tiene uniformidad a lo largo de la ruptura. Como ya se dijo en el capítulo 2 estas cantidades están asociadas con el momento sísmico M_0 mediante la relación

$$M_0 = \mu LWU,$$

donde $\mu = 30$ GPa es una constante elástica. Además, como la escala de momentos sísmicos está definida con un logaritmo en base 10, como se puede ver en (2.2), te-

niendo la magnitud de un terremoto en especial se puede obtener el momento sísmico fácilmente. Sin embargo, para poder obtener los parámetros L , W y U , que son los importantes, hay que hacer más consideraciones.

Un escalamiento que suele hacerse en sismología está basado en el planteamiento de Kanamori [39], que plantea $M_0 \propto L^3$, de manera que $W \propto L$ y $U \propto L$. Esto asume que la forma del plano de falla se mantiene para cualquier terremoto y, si bien esto no es completamente cierto, es un punto de partida. Para W se consideró $W = L/3$ en todos los casos salvo dos: el terremoto de magnitud $M_W = 9.5$ ocurrido el 22 de Mayo de 1960, y el terremoto de magnitud $M_W = 8.8$ ocurrido el 27 de Febrero del 2010. En ambos casos se tuvo acceso a mayor información acerca de los planos de falla.

Para la magnitud de la dislocación, U , analizando datos entregados por Watt *et al* [15], junto con (2.2), se pudo obtener $U \sim 10^{-5}L$. Con esto asumido, el resto del trabajo fue usar (2.2) para todos los terremotos del catálogo, obtener una estimación del largo de falla, y luego obtener W y U , según lo recién comentado.

5.2.2. Cálculo del tensor de esfuerzos

Una vez obtenidos los parámetros que definen a cada terremoto, se puede usar las ecuaciones de Okada [21] para calcular el tensor de esfuerzos producido por cada uno de los terremotos. Dicho tensor tiene nueve componentes, de las cuales 6 son independientes.

Como la intención es hacer un seguimiento de la evolución del tensor de esfuerzos en función del tiempo, es importante sumar las contribuciones debidas a cada uno de los terremotos considerados. Para esto se debe, primero, definir un punto de partida, que es el tensor de esfuerzos de una zona antes de 1900. Esta tarea es complicada, y no puede realizarse solamente con consideraciones teóricas, sino que debe realizarse *in situ*, ya que no se tiene un registro completo de la actividad sísmica en nuestro país que permita decir algo más. Es sólo mediante la observación que se puede obtener el valor real de un tensor de esfuerzos en una zona en particular. Aún así, dicha misión no es fácil, y en nuestro país en particular no está hecha. Por esto, el tensor que se calculará acá es una estimación de la situación real, donde se asume que la corteza de nuestro país es un semiespacio elástico, dejando de lado detalles como posibles fallas que puedan alterar los resultados en algún lugar, como la falla Liquiñe-Ofqui, que está al sur de nuestro país, y que mide más de mil kilómetros de largo. Es importante recalcar que en este estudio se muestra el efecto de los grandes terremotos durante el siglo XX, de manera que, más que intentar obtener un tensor de esfuerzos completo, lo que se tiene es un tensor producido por los cambios debido a los terremotos de este período, asumiendo un semiespacio elástico perfecto. Además, para entender el efecto de los terremotos de mejor manera, el tensor de esfuerzos se armó sin considerar la presión litoestática de la Tierra. Esto hace que el punto de partida sea un tensor nulo.

Para continuar, hay que considerar un problema que surge para poder ocupar las ecuaciones de Okada. Dichas ecuaciones son válidas para un semiespacio elástico perfecto, cuya superficie es el plano $z = 0$. Sin embargo, la Tierra es esférica, y la longitud de nuestro país es lo suficientemente grande como para que este efecto sea importante. Es por esto que se optó por dividir a Chile en 4 regiones de interés,

donde se puede despreciar la curvatura de la Tierra, y donde las ecuaciones usadas para calcular el tensor de esfuerzos puedan, todavía, ser aplicadas. Éstas zonas son:

- Zona 1:** El territorio comprendido entre la quinceava región de Arica y Parinacota y la segunda región de Antofagasta. El llamado "Norte Grande".
- Zona 2:** El territorio comprendido entre la segunda región de Antofagasta y la tercera región de Atacama.
- Zona 3:** El territorio comprendido entre la tercera región de Atacama, y la cuarta región de Coquimbo.
- Zona 4:** El territorio comprendido entre la quinta región de Valparaíso y la décima región de los Lagos.

En cada una de las zonas consideradas anteriormente se definió un sistema de referencia cartesiano, donde la coordenada \hat{x} apuntaba en la dirección Este, y la coordenada \hat{y} apuntaba en dirección Norte. Naturalmente, la dirección \hat{z} apuntaba hacia la atmósfera. Los orígenes de cada uno de los sistemas de referencia se definieron como sigue:

- Zona 1:** El origen se situó en la intersección del paralelo 19° S con el meridiano 71° O. Dicho punto está situado cerca de la ciudad de Arica.
- Zona 2:** El origen se situó en la intersección del paralelo 22° S con el meridiano 71° O. Dicho punto está situado cerca de la ciudad de Tocopilla.
- Zona 3:** El origen se situó en la intersección del paralelo 26° S con el meridiano 71° O. Dicho punto está situado cerca de la ciudad de Chañaral.

Zona 4: El origen se situó en la intersección del paralelo 33° S con el meridiano 74° O.

Dicho punto está situado cerca de la ciudad de Valparaíso.

Una vez definidas las zonas, los sistemas de referencia y los parámetros de los terremotos, se puede realizar un seguimiento del tensor en el tiempo, en este caso representado por la fecha de cada terremoto. Estos resultados serán muy importantes en las siguientes secciones.

5.3. Efecto de los terremotos sobre los volcanes

Tras haber definido el marco en el que se trabajará para analizar el efecto de los terremotos sobre los volcanes, llega el momento de tomar la pregunta que comienza esta tesis. Como ya se dijo anteriormente, los terremotos producen ondas sísmicas, que producen deformaciones en la región por la que pasan. Además, tras el paso de éstas, la zona afectada queda con una deformación fija que, si bien relaja de manera lenta, para la escala de tiempo que se está considerando aquí (~ 100 años), se puede considerar permanente, de manera que los esfuerzos se puedan sumar directamente.

Para estudiar la interacción primero se realizará un análisis sobre los cambios en el tensor de esfuerzos producidos por los grandes terremotos. Esto dará la información acerca del estado de los esfuerzos en la zona de los volcanes respectivos, y puede ayudar a entender cómo, en tiempos posteriores al terremoto, puede cambiar el estado crítico de un volcán. Además, para estudiar el cambio de presión que las ondas sísmicas pueden inducir dentro del magma interno del volcán se utilizará el método de difusión rectificada modificado, explicado en el capítulo 4. Para realizar esto se necesita saber el valor de la amplitud de onda, δ_t , que se puede calcular según

lo expresado en (2.14), que arroja un rango de valores de ésta.

De esta manera, y tratando de buscar alguna posible correlación, primero se estudiará la actividad volcánica en las cercanías de cada terremoto de magnitud mayor o igual a 8 ocurrido en el siglo XX. Luego, se investigará el caso de algunas de las erupciones más importantes en dicho siglo, siguiendo la actividad algunos volcanes en particular, más que siguiendo a los terremotos.

5.3.1. Grandes terremotos.

Uno de los detalles que llama la atención en la figura 5.1 es que, tanto antes como después de varios terremotos de magnitud $M_W \geq 8$, la tasa de actividad volcánica en el país aumenta. Esto sugiere fuertemente que toda la zona de subducción está en gran actividad, ya que esto produce grandes cargas que producen grandes terremotos, especialmente en la zona costera, y facilita las condiciones para que exista una inyección mayor de magma a los volcanes, proveniente de la corteza, hacia los volcanes. Esto levanta la pregunta de hasta qué punto el aumento en el número de erupciones no depende mayormente de un asunto netamente tectónico, y cual es el real aporte de un terremoto en él. Como los dos métodos que se pondrán a prueba tienen un efecto inmediato después de que pasa el terremoto, entonces se tomará un terremoto en particular, se verá cual es la actividad volcánica en la zona, y luego se analizará el cambio en el tensor de esfuerzos producido por éste, y el cambio en la presión de una cámara de magma, debido a la difusión rectificada. La actividad se estudiará hasta un año después del terremoto, ya que, debido a que el aumento de presión en la cámara de magma es inmediato con la difusión rectificada, así como el cambio en el tensor de esfuerzos, entonces una posible ruptura y movimientos de

magma son efectos que se esperarían más bien inmediatos, o con poco tiempo después del terremoto. De esta forma, para estudiar el efecto del terremoto de 1906, por ejemplo, se verá cual es la actividad volcánica en 1905, 1906, y 1907. Si llegase a existir un efecto a mayor escala de tiempo debido a un sólo terremoto, éste no estará considerado directamente en este estudio.

Según el Servicio Sismológico Nacional, durante el siglo XX ocurrió un total de 11 terremotos con magnitud mayor o igual a 8. Éstos serán estudiados a continuación.

Terremoto de Valparaíso de 1906

El terremoto ocurrido el día 16 de Agosto de 1906, de magnitud $M_W = 8.2$, con epicentro en Valparaíso, ha sido uno de los más destructores a nivel social y económico que jamás han azotado Chile [35]. A nivel de actividad volcánica, además, es uno de los que ha tiene una mayor cantidad de volcanes en actividad cerca de su fecha de ocurrencia, actividad que comienza poco después de la fecha en la que ocurre este evento sísmico. En efecto, durante 1905 sólo los volcanes Maipo y Cordón Caulle registran actividad, el primero en forma de explosiones y sismos, y el segundo con una erupción no muy violenta. Para 1906, sin embargo, 5 volcanes registran actividad, y en 1907, esta cifra aumenta a 7. Un resumen de lo que se registra de la actividad de los volcanes se entrega a continuación:

- **Tupungatito:** Erupción poco explosiva (VEI=2) en Febrero de 1907.
- **Quizapu:** Erupciones con VEI=2 durante 1906 y 1907.

- **Nevados de Chillán:** El mismo día del terremoto estudiado se crea un nuevo cráter en este complejo de volcanes. La actividad dura 4 meses, generando poderosos lahares.
- **Llaima:** No registra actividad destacable durante el período 1903-1907. En este último año se observan varias explosiones pequeñas.
- **Villarrica:** Registra pequeñas explosiones en el cráter central durante 1906 que, entre Abril y Diciembre de 1907, aumentan en intensidad.
- **Riñinahue:** Este volcán nace el 9 de Abril de 1907, en una zona donde existe una gran caldera, con muchos volcanes muy cercanos entre sí.
- **Calbuco:** Durante 1906 presenta varias explosiones freatomagmáticas, debido a la presencia de agua en su cumbre. El 22 de Abril de 1907 registra una erupción más explosiva.
- **Huequi:** Se registran explosiones freatomagmáticas durante 1906 y 1907.

Como se puede ver, el caso más interesante es el de los Nevados de Chillán, ya que se tiene una erupción el mismo día del terremoto. Además, el hecho de que se haya creado un cráter nuevo sugiere fuertemente la existencia de una ruptura superficial, que haya permitido el contacto de un magma, ya existente en la zona, con la atmósfera. Para poder ver mejor el efecto del terremoto en la zona, sin embargo, hay que recurrir a los números. En la tabla 5.2 se muestra la distancia aproximada de los volcanes al hipocentro del terremoto, además de una estimación de las amplitudes máxima y mínima de las deformaciones, al usar el método de Houston y Kanamori descrito en la subsección 2.3.3. Completa la tabla información acerca del tipo de modelo que se utilizó para estimar el aumento de presión dentro de la cámara de

magma, en caso de que el volcán la tuviese, y estuviera llena de él. Las posibilidades fueron dos: basalto, para magmas del tipo basalto-andesita y andesita, y riolítico para magmas del tipo andecita-dacita, dacita-riolita, y riolita.

Volcán	r [km]	$\delta_{tmin} \times 10^{-5}$	$\delta_{tmax} \times 10^{-5}$	Modelo
Tupungatito	209	1.01	1.97	Basalto.
Quizapu	316	0.73	1.64	Riolita.
Nev. Chillán	433	0.56	1.44	Basalto.
Llaima	634	0.42	1.22	Basalto.
Villarrica	714	0.38	1.16	Basalto.
Riñinahue	818	0.34	1.09	Basalto.
Calbuco	928	0.31	1.03	Basalto.
Huequi	1267	0.24	0.9	Basalto.

Cuadro 5.2: Parámetros utilizados para estimar los efectos de las ondas sísmicas en una cámara de magma para cada uno de los volcanes que registraron actividad entre 1906 y 1907.

Utilizando el modelo de difusión rectificadada modificada con los parámetros definidos en el capítulo 4, se obtiene el rango de aumento de presión interna en la cámara de magma. Además, calculando el tensor de esfuerzos, se obtiene, para $z = 0$ en la posición de cada volcán, una estimación del cambio en la traza del tensor debido a este terremoto, y una estimación de la magnitud de la energía debida al *esfuerzo de cizalle*. En la tabla 5.3 se muestran estos resultados para cada uno de los volcanes.

En todos los volcanes salvo el Quizapu se puede apreciar que el efecto del cambio de presión dentro de la cámara de magma es entre 1 y 2 órdenes de magnitud mayor que el mayor valor posible de alguna componente del tensor de esfuerzos. Esto es debido a que para el volcán Quizapu se consideró que, al tener un magma del tipo andecita-dacita, era más apropiado usar un modelo de riolita, donde el magma, al

Volcán	Δp_{\min} [MPa]	Δp_{\max} [MPa]	σ_{ii} [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{\max} [MPa]
Tupungatito	0.76	2.9	0.85	0.65	$\sigma_{yz} = 0.45$
Quizapu	0.004	0.024	0.11	0.82	$\sigma_{yz} = 0.34$
Nev. Chillán	0.23	1.56	-0.11	0.34	$\sigma_{yz} = 0.16$
Llaima	0.13	1.12	-0.05	0.06	$\sigma_{yz} = 0.06$
Villarrica	0.1	1.01	-0.04	0.03	$\sigma_{yz} = 0.03$
Riñinahue	0.08	0.89	-0.02	0.02	$\sigma_{yz} = 0.02$
Huequi	0.04	0.6	-0.006	0.01	$\sigma_{yz} = 0.01$

Cuadro 5.3: Estimaciones de algunos valores del tensor de esfuerzos, producido después del terremoto de 1906, en la zona aledaña a varios volcanes, junto a estimaciones de los aumentos de presión dentro de las respectivas cámaras de magma de cada uno. Del tensor de esfuerzos se dan los valores del esfuerzo promedio, $\sigma_{ii}/3$, de la segunda invariante del tensor sin traza, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cuál es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$, mientras que para las de la presión de la cámara de magma se asumió una cámara a una profundidad $h = 4$ km.

ser más viscoso que en el caso basáltico, tiene una menor difusividad del agua en él, por lo que el mecanismo de transporte de volátil desde el magma hacia las burbujas se ve impedido.

Otro aspecto importante es que, salvo los casos de los volcanes Llaima, Villarrica y Riñinahue, el valor representativo del *esfuerzo de cizalle* es un orden mayor que el de la traza del tensor de esfuerzos, lo que indica que el efecto del terremoto, más que de variaciones de volumen en la zona, tuvo que ver con deformaciones que promueven mayormente la ruptura. Un caso muy importante se puede ver en el volcán Nevados de Chillán, donde el *esfuerzo de cizalle* es de 0.25 megapascales que, unido a un posible aumento de presión interna del orden de unos pocos megapascales debido al efecto de las ondas sísmicas en el magma, es un buen indicador de una erupción gatillada por un terremoto. En efecto, en este caso se puede afirmar que el volcán

presentaba una cámara de magma llena de este material en el momento en que llegaron las ondas sísmicas al complejo, ya que hizo erupción el mismo día del terremoto. Además, en esta zona se tiene la presencia de muchas aguas termales. Considerando una profundidad de éstas del orden de 50 metros, se tiene que, con un cizalle τ_{shear} como el considerado aquí, se puede producir una ruptura a una profundidad entre 15 y 20 metros. Esto no toma en consideración el hecho de que la zona ya tiene un tensor de esfuerzos desconocido, que aquí se ha considerado netamente litoestático. Si esto último se considerara, la ruptura podría producirse a profundidades mayores. Esto es importante, ya que la erupción del Nevados de Chillán consistió en la creación de un cráter nuevo, de manera que se tiene un volcán que, antes del terremoto, ya estaba cercano a una erupción. En este caso, el terremoto se presenta como un catalizador de la erupción, más que el productor de ésta.

En el resto de los volcanes, sin embargo, la situación es más confusa. El que registra el mayor aumento de presión posible dentro de una cámara de magma llena al momento del terremoto es el volcán Tupungatito. Si se considera que este volcán está activo, con pequeñas fumarolas ocasionales, lo que evidencia presencia de magma bajo el, entonces el efecto de la difusión rectificadora puede ser importante, y ciertamente es de mayor influencia que los valores de los esfuerzos producidos por el terremoto. En el caso del volcán Quizapu, por otro lado, el efecto mayor es debido a los esfuerzos, especialmente a los de cizalle, que tienen que ver con rupturas que facilitarían el contacto del magma con la atmósfera y desencadenarían erupciones.

Para los volcanes Llaima y Villarrica la situación es similar, ya que ambos son volcanes muy activos, que siempre se pueden considerar con una cámara de mag-

ma llena y conductos de contacto con la atmósfera que están abiertos o débilmente cerrados debido a erupciones anteriores. En estos casos el efecto de la difusión rectificadora se vuelve importante, ya que presuriza magmas, que en estos casos suelen estar levemente presurizados debido a que están en contacto casi permanente con la atmósfera, e inicia un período de actividad que puede terminar con erupciones pequeñas, como las que muestran estos dos volcanes en un período de tiempo de un año después de ocurrido el terremoto. Este efecto, sin embargo, depende mucho de hasta qué punto se puede considerar como cierto que los magmas tanto del Llaima como del Villarrica hayan estado con burbujas de gas al momento del terremoto.

Finalmente, para los volcanes más sureños, Calbuco, Riñinahue y Huequi, el único efecto importante es la difusión rectificadora. Sin embargo, es importante considerar que estos volcanes muestran una actividad casi simultánea, en Abril de 1907, lo que sugiere un fenómeno más importante a nivel tectónico que pudo haber desencadenado dichas erupciones. Para estos volcanes se vuelve importante considerar el hecho de que están ubicados muy cerca de la falla Liquiñe-Ofqui, por lo que determinar si es que el terremoto de 1906 de Valparaíso fue realmente el mayor motor de estas erupciones es algo que no se puede dilucidar a partir de los cálculos que se tienen.

Todo este análisis hecho sobre la influencia del terremoto en el comportamiento eruptivo de algunos volcanes que mostraron actividad en los años 1906 y 1907 tiene por intención analizar cuáles de estas erupciones pueden estar ligadas a la acción del terremoto y cuáles no. Naturalmente, mucho de lo hecho aquí depende de la posición de los volcanes respecto a la zona de ruptura, ya que ésta define el valor de la variación de los esfuerzos producidos por el terremoto, así como el valor de

la amplitud de deformación producida por las ondas sísmicas, δ_f . Como en nuestro país muchos volcanes están en zonas parecidas éstos son, naturalmente, afectados de manera similar por un gran terremoto. Sin embargo, el registro indica que no siempre los volcanes vecinos muestran el mismo comportamiento, pese a que puedan ser afectados en la misma manera, o incluso en una mayor, por el movimiento telúrico. La principal razón para explicar esto recae en la definición de "estado crítico" de un volcán. Este estado, que tiene en consideración cuanto magma pueda tener éste, cuan saturado está dicho fluido, y cuál es el estado de los esfuerzos sobre el volcán previo al terremoto, determina gran parte del comportamiento eruptivo posterior. Dos volcanes considerados vecinos no tienen por qué compartir el mismo estado en términos del magma interno, aunque seguramente sí el de esfuerzos, y dicha diferencia ya es lo suficientemente importante como para producir diferencias entre ambos. Este punto es muy importante, ya que plantea que un terremoto es más bien un promotor de una erupción volcánica que un inductor de ésta, debido a que se aprovecha del estado en el que esté el volcán.

Terremoto de la Séptima Región de 1914

El día 29 de Enero de 1914, menos de 8 años después del terremoto que azotó la costa central en 1906, se produjo un fuerte movimiento telúrico, de magnitud $M_w = 8.2$, con epicentro en la zona costera de la Séptima Región. La actividad de los volcanes nacionales durante los años 1913, 1914 y 1915 se puede resumir como sigue:

- **Guallatiri:** El *Global Volcanism Program* registra una erupción de este volcán durante 1913. Sin embargo, en el mismo catálogo se considera esta erupción como incierta. Este volcán no registra actividad durante 1914.

- **Isluga:** Este volcán registra una erupción moderada, con VEI=2, en 1913. No registra actividad el año 1914.
- **Quizapu:** Según González-Ferrán, este volcán continúa con una actividad intermitente desde 1907, y se asume que está en el mismo ciclo de actividad para 1914, principalmente con fumarolas y pequeñas explosiones.
- **Nevados de Chillán:** Se registra una erupción moderada, con VEI=2, en algún momento de 1914 después de Enero.
- **Llaima:** Se registran explosiones durante 1912. El 3 de Julio de 1914 se produce una erupción con VEI=2.
- **Villarrica:** Se inicia un período de actividad poco explosiva en 1915, con explosiones cuyo VEI no es mayor a 1.
- **Cordón Caulle:** El 8 de Febrero de 1914 se registra una erupción moderada, VEI=2.

Este registro deja en evidencia que existe sólo un volcán en actividad en el momento del terremoto, el Quizapu. Además se puede apreciar que, 10 días después de ocurrido el terremoto, el Cordón Caulle entra en erupción. El resto de los volcanes muestra un comportamiento eruptivo de baja explosividad durante 1914 y 1915. Nuevamente, para poder analizar el efecto del terremoto sobre estos volcanes, hay que calcular la amplitud de las ondas sísmicas inducidas sobre cada uno de ellos. Estos cálculos se muestran en la tabla 5.4.

Para estudiar la situación de los volcanes después del terremoto el método es similar al ocupado en el caso del terremoto de 1906 que tuvo como epicentro la costa de Valparaíso. Sin embargo, para poder analizar las posibilidades de ruptura

Volcán	r [km]	$\delta_{tmin} \times 10^{-5}$	$\delta_{tmax} \times 10^{-5}$	Modelo
Quizapu	216	0.99	1.94	Riolita.
Nev. Chillán	254	0.87	1.81	Basalto.
Llaima	426	0.57	1.45	Basalto.
Villarrica	501	0.50	1.35	Basalto.
Cordón Caulle	627	0.42	1.22	Riolita.

Cuadro 5.4: Parámetros utilizados para estimar los efectos de las ondas sísmicas en una cámara de magma para cada uno de los volcanes que registraron actividad entre 1914 y 1915. Se considera que el movimiento sísmico duró aproximadamente 40 segundos.

debidas a la carga producida por este terremoto, se vuelve muy importante sumar las contribuciones de los todos los terremotos con magnitudes mayores a $M_W = 7$, que son los que inducen los esfuerzos más importantes, ocurridos entre 1906 y 1914, ya que así se obtendrá una mejor estimación del estado del tensor de esfuerzos en la zona. Los resultados, tanto del tensor de esfuerzos como del aumento de la presión interna dentro de las cámaras de magma de los volcanes, están mostrados en la tabla 5.5.

Volcán	Δp_{min} [MPa]	Δp_{max} [MPa]	σ_M [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{max} [MPa]
Quizapu	0.008	0.03	0.20	1.24	$\sigma_{yz} = 0.66$
Nev. Chillán	0.56	2.48	0.15	1.36	$\sigma_{yz} = 0.84$
Llaima	0.24	1.59	-0.05	0.51	$\sigma_{yz} = 0.45$
Villarrica	0.18	1.37	-0.09	0.33	$\sigma_{yz} = 0.32$
Cordón Caulle	0.001	0.013	-0.07	0.13	$\sigma_{yz} = 0.17$

Cuadro 5.5: Estimaciones de algunos valores del tensor de esfuerzos, calculados después del terremoto de 1914, en la zona aledaña a varios volcanes, junto a estimaciones de los aumentos de presión dentro de las respectivas cámaras de magma de cada uno. Del tensor de esfuerzos se dan los valores del esfuerzo promedio, $\sigma_M = \sigma_{ii}/3$, de la segunda invariante del tensor sin traza, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cual es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$, mientras que para las de la presión de la cámara de magma se asumió una cámara a una profundidad $h = 4$ km.

En los volcanes Quizapu y Córdón Caulle, al usarse un modelo con magma tipo riolita, se aprecia que el efecto de la difusión rectificada no es importante en comparación al valor de los tensores de esfuerzos de ambas zonas. En el caso del volcán Quizapu el efecto del cizalle sigue siendo más importante que el del esfuerzo promedio, por un orden de magnitud, lo que ayuda a generar fracturas en la zona aledaña al volcán. Adicionalmente, el esfuerzo promedio indica que el volcán fue afectado por una expansión, lo que ayuda a la generación de burbujas, que juegan un rol fundamental en la dinámica del magma [11]. En el caso del Córdón Caulle, que hizo erupción 10 días después de ocurrido el terremoto, el efecto del cizalle es dos órdenes de magnitud mayor que el del esfuerzo promedio, de manera que si es que dicha erupción fue inducida por el terremoto considerado, se debió a alguna fractura que permitió el contacto del magma con la atmósfera. Sin embargo, el valor es pequeño y puede producir una fisura sólo a unos 6 metros de profundidad, considerando que la presión de poro es cero. Aún así, es importante considerar que el Córdón Caulle es una fisura volcánica, de 16 kilómetros de largo [16], que está situada cerca la falla Liquiñe-Ofqui, por lo que una estimación del tensor de esfuerzos en dicha zona es difícil de obtener, de manera que los valores pueden ser mayores para este volcán. Si esto fuera cierto el terremoto, a lo más, habría ayudado a generar una fisura por la cual el magma que estaba ya debajo de la fisura pudo haber salido. Pero esto se habría aprovechado de un volcán que estaba cercano a hacer erupción, en el mejor de los casos.

En el caso de los Nevados de Chillán el efecto más importante es el de la difusión rectificada, que puede haber ayudado a presurizar la cámara magmática. Se descarta que el terremoto haya producido alguna fractura que podría haber desencadenado

una actividad volcánica, ya que no hay registro de ésta hasta unos meses después de él.

Finalmenté, en los volcanes Llaima y Villarrica, es interesante el hecho de que el cizalle aumentó significativamente, mientras que el valor del esfuerzo promedio se mantuvo muy similar a cómo estaba. Pese a esto, el valor del *esfuerzo de cizalle* sigue siendo menor al del cambio de presión inducido en la cámara de magma vía difusión rectificada, aunque puede ser comparable para el límite inferior de este incremento. Considerando los registros históricos se puede ver que el volcán Villarrica mostró explosiones con un bajo índice de explosividad durante 1915, lo que evidencia un magma con una baja concentración de volátil, lo que limita el incremento de presión producido por la difusión rectificada. Además, en el registro se indica con estas explosiones se inicia un ciclo eruptivo que se mantiene hasta 1918. Es por esto que conectar la baja actividad del volcán con la acción del terremoto no es la mejor opción. El comportamiento del volcán en esos años es muy parecido al actual, lo que indicaría un ciclo normal de él, sin relación con el terremoto. En el caso del volcán Llaima, la ocurrencia de una explosión con VEI=2 sugiere un magma con suficiente presión de volátil para poder hacer erupción. Allí, y considerando que la erupción se produce poco más de 5 meses después del terremoto, un aumento de presión en el magma debido a la difusión rectificada puede ser una opción a considerar.

Terremoto de la costa de la séptima región de 1928

Un detalle muy interesante de lo ocurrido durante el siglo XX es que los tres terremotos con magnitud mayor a 7 ocurridos en la zona central y sur del país ocurridos entre 1900 y 1928 fueron terremotos de magnitud 8 o mayor. El tercer

terremoto de la secuencia ocurrió el 1 de Diciembre de 1928, tuvo como epicentro un lugar en la costa de la Séptima región, y también se registró una importante cantidad de erupciones volcánicas después de que ocurrió. El resumen de la actividad volcánica a nivel nacional durante los años 1927, 1928, y 1929, sigue a continuación:

- **Quizapu:** Este volcán se mantiene con actividad intermitente desde 1907. Activo, registra una gran erupción en 1932.
- **Nevados de Chillán:** Se registra una erupción que comienza el 30 de Noviembre de 1928, un día antes del terremoto. Esta erupción da inicio a un ciclo eruptivo que termina en 1929.
- **Llaima:** Registra una erupción en 1927. Durante 1929 se registra otra. Ambas moderadas, con VEI=2.
- **Villarrica:** Este volcán muestra un ciclo eruptivo entre 1927 y 1928. Según González-Ferrán, el cráter de este volcán está obstruido al momento del terremoto, y permanece así hasta Diciembre de 1929, cuando entra en erupción. Ésta es principalmente efusiva, con VEI=1.
- **Cordón Caulle:** Se registra una erupción moderada, de VEI=2, el 7 de Enero de 1929.
- **Calbuco:** Tras una breve actividad sísmica durante el 5 de Enero de 1929, este volcán entra al día siguiente, 6 de Enero de 1929, en una erupción bastante explosiva, con VEI=3.

Del registro llama poderosamente la atención el hecho de que tanto el volcán Calbuco como la fisura Cordón Caulle entran en erupción de manera casi simultánea,

poco más de un mes después de ocurrido el terremoto. También es interesante el hecho de que los Nevados de Chillán registran una erupción que comienza un día antes del terremoto. Además, todos los volcanes salvo el Calbuco y el Cordón Caulle muestran actividad al momento del terremoto. Nuevamente, para poder analizar el efecto del terremoto, hay que calcular la amplitud de la deformación producida por las ondas. Esta información está presente en la tabla 5.6

Volcán	r [km]	$\delta_{tmin} \times 10^{-5}$	$\delta_{tmax} \times 10^{-5}$	Modelo
Quizapu	133	1.46	2.39	Riolita.
Nev. Chillán	214	0.99	1.95	Basalto.
Llaima	412	0.59	1.47	Basalto.
Villarrica	492	0.51	1.36	Basalto.
Cordón Caulle	625	0.42	1.23	Riolita.
Calbuco	707	0.38	1.16	Basalto.

Cuadro 5.6: Parámetros utilizados para estimar los efectos de las ondas sísmicas en una cámara de magma para cada uno de los volcanes que registraron actividad entre 1927 y 1929. Se considera que el movimiento sísmico duró aproximadamente 43 segundos.

Siguiendo el método utilizado en los dos terremotos ya analizados, en la tabla 5.7 se muestran los resultados para los aumentos de presión dentro de las cámaras de magma de los volcanes, además de una estimación de los valores de cantidades relacionadas con el tensor de esfuerzos acumulado debido a la acción de los tres terremotos que se han considerado hasta acá.

De la tabla 5.7 se puede notar que, nuevamente, el efecto de la difusión rectificadora no es el más importante en la actividad del volcán Quizapu. Sin embargo, éste no registra una erupción marcada durante este tiempo, sino que presenta una actividad más bien intermitente, lo que descarta alguna posible influencia del terremoto mediante la difusión rectificadora, ya que el volcán no parece responder inmediatamente

Volcán	Δp_{\min} [MPa]	Δp_{\max} [MPa]	σ_M [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{\max} [MPa]
Quizapu	0.02	0.05	0.74	1.05	$\sigma_{yz} = -0.49$
Nev. Chillán	0.79	3.11	2.12	1.81	$\sigma_{yz} = -1.39$
Llaima	0.28	1.75	-0.16	0.51	$\sigma_{yz} = 0.29$
Villarrica	0.20	1.50	-0.15	0.35	$\sigma_{yz} = 0.21$
Cordón Caulle	0.001	0.2	-0.11	0.24	$\sigma_{yz} = 0.16$
Calbuco	0.11	1.09	-0.08	0.35	$\sigma_{xy} = 0.19$

Cuadro 5.7: Estimaciones de algunos valores del tensor de esfuerzos, calculados después del terremoto de 1928, en la zona aledaña a varios volcanes, junto a estimaciones de los aumentos de presión dentro de las respectivas cámaras de magma de cada uno. Del tensor de esfuerzos se dan los valores del esfuerzo promedio, $\sigma_M = \sigma_{ii}/3$, de la segunda invariante del tensor sin traza, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cual es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$, mientras que para las de la presión de la cámara de magma se asumió una cámara a una profundidad $h = 4$ km.

a un aumento de presión debido a una presurización del magma. En este volcán los esfuerzos han aumentado mayormente en la parte que tiene que ver con el cizalle, ya que el valor de la traza ha quedado bastante fijo. De todas formas, con estos números, no se puede afirmar que el terremoto haya tenido una influencia considerable sobre el volcán, al menos durante el transcurso de un año después de ocurrido. De todas formas, es interesante el hecho de que este volcán, en 1932, entró en una fase eruptiva muy explosiva, con un VEI=5, lo que coloca a dicha erupción como una de las más explosivas del siglo XX en el mundo. El efecto que pudieron haber tenido los terremotos de la zona sobre esa erupción en particular se analizará en la subsección 5.3.2.

El complejo Nevados de Chillán entró en erupción un día antes de que ocurriera el terremoto. Al analizar los resultados presentes en la tabla 5.7 se puede observar que el efecto más grande es el de la difusión rectificada, que en este caso se puede

aplicar, ya que este volcán estaba en clara actividad al momento de ocurrir el terremoto. El verdadero efecto del terremoto, sin embargo, es difícil de dilucidar. Lo más razonable es pensar que el aumento de presión en la cámara de magma pudo haber ayudado a continuar con la erupción, sin embargo, un aumento máximo de presión de 3 MPa parece excesivo, ya que la erupción no fue tan explosiva. En general, las sobrepresiones necesarias para una erupción están en el orden de $10 - 10^2$ MPa [23].

Tanto para el volcán Llaima como para el Villarrica es importante el hecho de que el valor de la traza del tensor de esfuerzos haya aumentado en un orden de magnitud después de este terremoto. Por el signo, esta produce una expansión en la zona. Sin embargo, numéricamente el efecto más importante es el de la difusión rectificada que, como se ha dicho, depende mucho de la condición inicial del magma. En el caso del volcán Villarrica, nuevamente se tiene la presencia de un magma poco explosivo, pero el detalle de que el cráter estaba obstruido es interesante. González-Ferrán menciona que se generó una fisura en el cráter de 50 metros de profundidad. Considerando una roca sin presión de poro, el *esfuerzo de cizalle* necesario para generar una ruptura a 50 metros de profundidad es del orden de 1 MPa. El valor acumulado aquí es $\tau_{\text{shear}} = 0.35$ MPa y, considerando un aumento de la presión del orden de 1 MPa por difusión rectificada, se tiene que el *esfuerzo de cizalle* necesario para poder generar una ruptura a 50 metros de profundidad es, por (2.23), del orden de $\tau_{\text{crit}} = 0.4$ MPa. Esto deja al sello de lava presente en el cráter en un punto muy cercano a la ruptura, de manera que alguna inyección de magma posterior, que haya aumentado la presión interna lo suficiente, pudo haber generado la ruptura. Así, los terremotos no produjeron esta erupción, pero es posible que hayan dejado la zona muy cercana a un punto crítico donde incluso un magma poco viscoso y, por ende, poco explosivo,

consiguió romper el sello de la zona.

Para el volcán Llaima el efecto más importante es el de la difusión rectificada. Ya que este volcán estaba mostrando actividad al momento del terremoto, un aumento de presión vía difusión rectificada es un buen candidato para poder inducir la erupción de Abril de 1929.

Finalmente, en el caso de la fisura Cordón Caulle y el volcán Calbuco, dos volcanes cercanos geográficamente, que entraron en erupción casi simultáneamente, no existe algún indicio en los resultados que permita explicar la poca diferencia de tiempo entre sus erupciones. Si bien el Calbuco es un buen candidato para haber recibido un aumento de presión en su cámara de magma debido a la difusión rectificada, el efecto es mucho menor en el Cordón Caulle. Aquí nuevamente aparentemente se vuelve importante la presencia de la falla Liquiñe-Ofqui, pero no se puede decir mucho más. Por la cercanía de fechas, pareciera ser que la erupción se debe más a un efecto tectónico que a la acción del terremoto.

Terremoto de Chillán de 1939

Al final del día 24 de Enero de 1939, un nuevo terremoto de magnitud mayor a 8 azotó la zona centro-sur de Chile. Esta vez la ciudad más damnificada fue Chillán, que prácticamente quedó en el suelo. Las labores de reconstrucción de la ciudad llevaron a edificar en un nuevo territorio, que es donde actualmente se encuentra dicha ciudad. La zona afectada pasó a llamarse Chillán Viejo, y de a poco la expansión poblacional ha llevado a que ambas zonas ahora estén conectadas; sin embargo, la

diferencia de nombres sigue existiendo.

En el tiempo en que ocurre este terremoto, al contrario de lo acontecido con los ocurridos en 1906, 1914, y 1928 en la zona, la actividad volcánica nacional fue escasa. El resumen de la actividad volcánica durante 1938, 1939, y 1940, se entrega a continuación.

- **San Pedro:** Este volcán, ubicado en la Primera Región de Tarapacá, registra una erupción en Febrero de 1938. Para 1939 no se registra actividad.
- **Lascar:** En este volcán se registra una erupción moderada, con VEI=2, en algún momento de 1940.
- **Peteroa:** Este volcán presenta una erupción moderada durante los meses de Septiembre y Octubre de 1938. Durante 1939 no registra actividad.
- **Lonquimay:** El GVP registra una erupción durante Febrero de 1940. Esta erupción, sin embargo, está en la categoría de incierta.
- **Llaima:** En este macizo se registra una erupción en Diciembre de 1938, de baja explosividad, con VEI=1. En Junio de 1941 se registra una nueva erupción, más explosiva, con VEI=2.
- **Villarrica:** Durante 1938 se tiene sospechas de una erupción, por lo que ésta es calificada de incierta por el GVP. El primero de Diciembre de 1938 comienza un nuevo ciclo eruptivo, que termina el primero de Febrero de 1939.

Tanto los volcanes Peteroa como San Pedro son descartados del estudio, ya que no presentan actividad después de ocurrido el terremoto. En el caso del volcán Las-

car, debido a la distancia a la que se encuentra del hipocentro del terremoto, hablar de una conexión entre el terremoto y la erupción resulta muy difícil, ya que éste se encuentra muy lejos como para que tanto una transferencia de esfuerzos como una amplitud de deformaciones sean significativos. Esto deja tres volcanes que analizar: Lonquimay, Llaima, y Villarrica, todos ubicados en la Novena región. La actividad de estos tres volcanes, pese a que la erupción del Lonquimay es incierta, serán analizados a continuación. En la tabla 5.8 se presentan los valores de la amplitud de la deformación, además del tipo de modelo que se utilizará para estimar el aumento en la presión interna del magma.

Volcán	r [km]	$\delta_{tmin} \times 10^{-5}$	$\delta_{tmax} \times 10^{-5}$	Modelo
Lonquimay	363	0.65	1.55	Basalto.
Llaima	255	0.87	1.8	Basalto.
Villarrica	286	0.79	1.72	Basalto.

Cuadro 5.8: Parámetros utilizados para estimar los efectos de las ondas sísmicas en una cámara de magma para cada uno de los volcanes que registraron actividad entre 1938 y 1939 que serán analizados. Se considera que el movimiento sísmico duró aproximadamente 43 segundos.

Siguiendo el método usado en los terremotos anteriores, los resultados del tensor de esfuerzos y el aumento de presión interna en las cámaras de magma de cada uno de los volcanes se presentan en la tabla 5.9.

En los tres volcanes se tiene que el aumento de presión en el magma producto de la difusión rectificadora es más importante que el esfuerzo promedio. En el caso del Lonquimay se puede apreciar, además, que el cizalle está en el mismo orden de magnitud que el mayor aumento de presión posible debido a la difusión rectificadora. Otro detalle interesante que tiene que ver mucho con la ubicación de los volcanes es el hecho de que, pese a que el volcán Villarrica está separado del volcán Llaima por

Volcán	Δp_{\min} [MPa]	Δp_{\max} [MPa]	σ_M [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{\max} [MPa]
Lonquimay	0.61	2.64	1.54	2.20	$\sigma_{yz} = -2.16$
Llaima	0.5	2.4	1.18	0.46	$\sigma_{yz} = -1.64$
Villarrica	0.34	1.9	0.26	0.68	$\sigma_{yz} = -0.55$

Cuadro 5.9: Estimaciones de algunos valores del tensor de esfuerzos, calculados después del terremoto de 1939, en la zona aledaña a varios volcanes, junto a estimaciones de los aumentos de presión dentro de las respectivas cámaras de magma de cada uno. Del tensor de esfuerzos se dan los valores del esfuerzo promedio, $\sigma_M = \sigma_{ii}/3$, de la segunda invariante del tensor sin traza, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cual es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$, mientras que para las de la presión de la cámara de magma se asumió una cámara a una profundidad $h = 4$ km.

menos de 80 kilómetros, la diferencia en el valor del cizalle respecto a 1928 fue de 1.45 MPa para el volcán Llaima, y de 0.04 MPa para el Villarrica. Este cambio en el *esfuerzo de cizalle* es suficiente para generar una ruptura a nivel del cráter principal del volcán o, al menos, dejar cerca de un estado cercano a la ruptura la parte superficial del conducto del Llaima. Así, y considerando que su magma se mostró muy poco explosivo durante la erupción de 1938, y que la erupción ocurre un año y medio después de ocurrido el terremoto, la conclusión es que el volcán estaba lejos de un estado crítico, donde el pasar de las ondas sísmicas hubieran podido tener un efecto significativo, y así, el efecto real del terremoto tiene que ver con el cizalle producido, que dejó al volcán sujeto a rupturas superficiales.

Para el volcán Lonquimay, en caso de que la erupción realmente haya ocurrido, tanto los valores del *esfuerzo de cizalle* como los de el aumento de presión debido a la difusión rectificada, sugieren que dicha erupción pudo haber estado ligada al terremoto, siempre y cuando este volcán hubiese presentado magma con burbujas de gas debajo de él.

Finalmente, para el volcán Villarrica se tiene que éste estaba en un período de actividad al momento del terremoto, lo que, unido a que el efecto más importante en este caso es el de la difusión rectificada, plantea que el efecto real del terremoto sobre el volcán fue el de aumentar la presión interna del magma, lo que ayudó a mantener la erupción durante unos días más.

Terremoto de 1960

El 22 de Mayo de 1960 Chile fue azotado por el terremoto más grande jamás registrado en el mundo. El terremoto, de magnitud $M_W = 9.5$, dejó la ciudad de Valdivia en ruinas, produjo un tsunami que llegó hasta Japón, y devastó toda la zona sur del país. La actividad volcánica es muy alta tanto antes como después del terremoto. El resumen de ésta durante 1959, 1960, y 1961, se presenta a continuación:

- **Guallatiri:** Este volcán, el más septentrional de los que entraron en actividad durante el período de tiempo en la nación, registra erupciones moderadas, con $VEI=2$, el 15 de Julio de 1959 y el 2 de Diciembre de 1960.
- **Isluga:** El registro de actividad de este volcán muestra una erupción incierta durante 1960.
- **San Pedro:** Este volcán registra una erupción de tipo estromboliana en Diciembre de 1960.
- **Lascar:** El registro indica que este volcán estaba en actividad durante 1959. El *Global Volcanism Program* plantea que ese año entró en un ciclo eruptivo que

terminó en 1968. Durante 1960, según González-Ferrán, presenta una erupción en Marzo, y actividad principalmente fumarólica, débil, entre Julio y Diciembre.

- **Tupungatito:** Este volcán registra dos erupciones en 1959. El 15 de Julio de 1960 entra nuevamente en erupción. Todas éstas son moderadas, con VEI=2.
- **San José:** El *Global Volcanism Program* le asocia a este volcán dos erupciones moderadas en este período de tiempo, una en 1959 y la otra en 1960.
- **Peteroa:** Para este volcán se registra una erupción en 1959, que tiene la característica de dejar un lago sulfuroso en el cráter activo, según González-Ferrán. En Octubre de 1960, cuando el volcán entra nuevamente en erupción, ésta es principalmente freática, debido a la gran cantidad de agua presente en el cráter.
- **Copahue:** Se registra una erupción en 1960.
- **Llaima:** El GVP registra una erupción de este volcán durante 1960. Sin embargo, está catalogada de incierta.
- **Villarrica:** Al igual que su vecino, el volcán Llaima, este volcán registra una erupción, incierta, durante 1960.
- **Cordón Caulle:** Este volcán presenta un comportamiento bastante espectacular ya que, sólo 38 horas después del terremoto considerado, presenta una erupción violenta, con VEI=3.
- **Calbuco:** Este volcán, ubicado cerca de la falla Liquiñe-Ofqui, presenta una erupción bastante explosiva, de VEI=3, en Febrero de 1961. La actividad eruptiva de este volcán se mantuvo hasta un año después.

El registro indica que 5 volcanes muestran actividad en el período 1959-1960. De éstos, sin embargo, dos están ubicados muy lejos de la zona de ruptura del terremoto, a más de 2000 kilómetros de ésta, de manera que se les dejará fuera del estudio, por considerarse que la influencia del terremoto en ellos es despreciable, ya que tanto el cambio en el tensor de esfuerzos como la amplitud de la onda de deformaciones son muy pequeños a esas distancias. Bajo este mismo criterio, se dejará fuera del estudio a los volcanes Isluga y San Pedro. Esto deja a 8 para analizar. De éstos, sólo 3 presentan actividad en el período 1959-1960. Importante es el detalle de que no se tiene certeza de las erupciones de dos de éstos 8 volcanes durante 1960.

Para poder estimar el efecto del terremoto, en la tabla 5.10 se muestran los parámetros importantes para poder estimar el aumento de la presión interna en las respectivas cámaras de magma de cada uno, en caso de que las tuvieran.

Volcán	r [km]	$\delta_{tmin} \times 10^{-5}$	$\delta_{tmax} \times 10^{-5}$	Modelo
Tupungatito	798	0.35	1.1	Basalto.
San José	757	0.36	1.13	Riolita.
Peteroa	624	0.42	1.23	Basalto.
Copahue	342	0.68	1.59	Basalto.
Llaima	256	0.86	1.8	Basalto.
Villarrica	221	0.97	1.92	Basalto.
Cordón Caulle	194	1.07	2.03	Riolita.
Calbuco	258	0.86	1.8	Basalto.

Cuadro 5.10: Parámetros utilizados para estimar los efectos de las ondas sísmicas en una cámara de magma para cada uno de los volcanes que registraron actividad entre 1959 y 1961 que serán analizados. Se considera que el movimiento sísmico duró aproximadamente 173 segundos.

Si bien la amplitud de las deformaciones sigue en el mismo orden de magnitud que para los otros terremotos estudiados, que son de menor magnitud, es importante el detalle de la duración del terremoto, aproximadamente 173 segundos, ya que con

esto se tiene una interacción más fuerte mediante la difusión rectificada. Los resultados de esta interacción, además del estado del tensor de esfuerzos en cada volcán después de ocurrido el terremoto, se presentan en la tabla 5.11. Para el cálculo del tensor de esfuerzos se consideró un plano de falla cuyo comienzo está a la altura de la costa de la ciudad de Lebu, que tiene un largo $L = 1385$ km, con una relación $L/W = 4$. Esto se hizo debido a que, para terremotos muy grandes, el plano de falla suele tener relaciones L/W entre 4 y 5, como se pudo apreciar en el terremoto de magnitud $M_W = 9.1$ ocurrido en Sumatra el año 2004 [40].

Volcán	Δp_{\min} [MPa]	Δp_{\max} [MPa]	σ_M [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{\max} [MPa]
Tupungatito	0.39	4	-0.72	2.00	$\sigma_{yz} = 1.57$
San José	0.005	0.049	-0.79	2.45	$\sigma_{yz} = 1.83$
Peteroa	0.57	5.04	-0.69	2.63	$\sigma_{yz} = 1.91$
Copahue	1.51	8.57	6.91	6.21	$\sigma_{xy} = -1.27$
Llaima	2.43	11.14	11.78	8.54	$\sigma_{xy} = -0.96$
Villarrica	3.10	12.78	11.36	9.93	$\sigma_{yz} = 0.81$
Cordón Caulle	0.044	0.16	11.04	9.86	$\sigma_{yz} = 2.30$
Calbuco	1.43	11.14	11.11	9.88	$\sigma_{yz} = 2.21$

Cuadro 5.11: Estimaciones de los valores de algunos valores del tensor de esfuerzos, calculados después del terremoto de 1960, en la zona aledaña a varios volcanes, junto a estimaciones de los aumentos de presión dentro de las respectivas cámaras de magma de cada uno. Del tensor de esfuerzos se dan los valores del *esfuerzo promedio*, $\sigma_M = \sigma_{ii}/3$, de la segunda invariante del tensor de desviaciones de esfuerzos, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cual es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$, mientras que para las de la presión de la cámara de magma se asumió una cámara a una profundidad $h = 4$ km.

Los resultados del tensor de esfuerzos presentados en la tabla 5.11 muestran el efecto de la acumulación de varios eventos que ocurrieron entre 1900 y 1960 entre la quinta y la décima región. Esto es útil para poder establecer el estado de un volcán después de un terremoto. Sin embargo, como el momento sísmico del terremoto de

1960 es, al menos, 10 veces mayor que el de cualquier terremoto considerado antes de 1960, entonces es importante también entender el efecto que produjo este terremoto por si mismo. Para esto, en la tabla 5.12 se muestran los valores del *esfuerzo promedio*, de la segunda invariante del tensor de desviaciones, relacionado con el cizalle, y el valor del *shear stress* mayor.

Volcán	σ_M [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{max} [MPa]
Tupungatito	-0.72	1.05	$\sigma_{yz} = 0.99$
San José	-0.82	1.05	$\sigma_{yz} = 1.16$
Peteroa	-1.00	2.18	$\sigma_{yz} = 2.01$
Copahue	4.85	4.36	$\sigma_{xy} = -1.97$
Llaima	9.93	4.71	$\sigma_{xy} = -1.26$
Villarrica	11.00	4.69	$\sigma_{yz} = 1.34$
Cordón Caulle	11.33	4.94	$\sigma_{yz} = 2.06$
Calbuco	11.56	5.04	$\sigma_{yz} = 2.27$

Cuadro 5.12: Estimaciones de algunos valores del tensor de esfuerzos producido por el terremoto de magnitud $M_W = 9.5$, ocurrido el 22 de Mayo de 1960, en la zona aledaña a varios volcanes. Del tensor de esfuerzos se dan los valores del *esfuerzo promedio*, $\sigma_M = \sigma_{ii}/3$, de la segunda invariante del tensor de desviaciones de esfuerzos, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cual es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$.

Al analizar los resultados presentados en la tabla 5.12 se puede apreciar el devastador efecto de este terremoto, mientras que el efecto acumulativo de varios terremotos en el tensor de esfuerzos se puede ver en la tabla 5.11. Del análisis de éstas dos se desprende que, en general, para todos los volcanes con magma basáltica-andesita que se encuentran al norte de la zona de ruptura (la ciudad de Lebu), el efecto más importante es el de la difusión rectificada, que llega a ser un orden de magnitud más grande que el valor promedio de los esfuerzos, y es comparable al cizalle, pese a que éste último tiene un efecto levemente menor. Para los volcanes con este mismo tipo

de magma, pero que están ubicados al sur de Lebu, se tiene que el efecto de la transmisión de esfuerzos es comparable al mayor aumento de presión que se pueda tener en una cámara de magma para estos volcanes. En el caso de los volcanes con magmas del tipo andesita-dacita y andesita-riolita, los volcanes San José y Cordón Caulle, el efecto más importante, por uno a dos órdenes de magnitud, es la transferencia de esfuerzos debido a la acción del terremoto.

Si bien el efecto de la difusión rectificada puede llegar a ser muy grande, llama la atención la magnitud de éste, ya que parece ser demasiado grande. Para poder mantener un aumento de presión como el que se tiene, que va desde un 3% hasta un 8% de la presión inicial, que se asume litoestática, es necesario, por (4.26), tener una supersaturación de agua que va desde un 1.5% hasta 4% para poder mantener la difusión rectificada durante los 173 segundos que duró el terremoto. Estos valores en la supersaturación inicial, si bien son utilizados en el trabajo de Brodsky *et al* [29] como posibles, dejan en evidencia a un volcán muy cercano a entrar en erupción. Para poner esto en perspectiva, es bueno recordar que las sobrepresiones usuales en las erupciones volcánicas van entre 10^1 MPa y 10^2 MPa con lo cual, con estos aumentos de presión, varios volcanes estarían en condiciones de entrar en erupción apenas terminado el terremoto. Sin embargo, esto no sucedió. De los tres volcanes que pudieron haber alcanzado un aumento de presión del orden de 10^1 MPa, uno entró en erupción casi un año después de ocurrido el terremoto, y las erupciones de los otros dos no están confirmadas. Esto indica que estos volcanes, o bien no presentaban una cámara de magma llena al momento de ocurrido el terremoto, o los magmas de cada uno tenían una supersaturación menor al 7-8%.

Para los otros volcanes con magmas de tipo basalto (Tupungatito, Peteroa y Copahue) los aumentos de presión son lo suficientemente importantes como para inducir una erupción. Más importante aún, los tres volcanes registran una erupción durante 1960, lo que apoya la idea de una presurización a nivel de la cámara de magma, según lo expresado en el capítulo 3, debido a que el tiempo que pasa entre el terremoto y la erupción volcánica es de sólo unos pocos meses.

Otro aspecto muy importante es el cambio en el tensor de esfuerzos debido al terremoto. Al comparar los resultados mostrados en las tablas 5.11 y 5.12 se puede ver que este terremoto aporta con más del 80% del valor del *esfuerzo promedio*, y también es muy importante para el valor final del cizalle. En general se tiene que estos valores son comparables, y están en el orden rango de $10^0 - 10^1$ MPa, lo que es muy importante para poder dejar la zona aledaña al volcán en un estado donde sea más sencillo generar rupturas debido a un aumento de presión interno. Para poner los números en perspectivas, un cizalle de 10 MPa es capaz de generar rupturas a profundidades del orden de 500 metros en roca sin líquido interior. Entonces, debido a que los volcanes necesitan una fisura por la cual conectar su magma interno con la atmósfera, un gran cizalle, como el que se tiene aquí, puede ayudar a un volcán a entrar en erupción, siempre y cuando éste tenga magma presurizado debajo de su edificio.

En el caso del volcán Calbuco, donde el cizalle es levemente menor que el valor de la traza del tensor de esfuerzos, los valores son suficientes como para generar rupturas no muy profundas. Por su parte, el efecto del cizalle sobre la fisura Cordon Caulle es muy importante. Es importante considerar que este volcán estaba encima de la

zona de ruptura del terremoto. Esto, unido al hecho de que la erupción se produjo súbitamente, sólo 38 horas después de ocurrido el terremoto, plantea que el efecto más importante es el de la ruptura por debajo de la fisura Cordón Caulle, lo que apoya muy fuertemente la idea de que esta erupción haya estado gatillada por el movimiento sísmico.

Entonces, de todos los volcanes que entraron en actividad entre 1960 y 1961, los volcanes Tupungatito, Peteroa y Copahue presentan una buena chance de haber sido producidas por el terremoto de 1960, debido a un cizalle importante, y a un buen aumento de presión en una posible cámara de magma. El volcán San José, por su parte, no se presenta como un volcán donde el terremoto haya tenido un efecto demasiado grande. Su magma es muy viscoso, de manera que el efecto de la difusión rectificadora es despreciable, y las rupturas posibles debido al valor de su *esfuerzo de cizalle* son muy superficiales como para que el terremoto haya gatillado la erupción. Es más probable que esta erupción haya tenido que ver con un ciclo propio del volcán, ya que mostró una erupción en 1959, anterior a la de 1960.

Los dos casos donde los resultados indican una relación causal entre el terremoto y la erupción volcánica son los de la fisura Cordón Caulle y el volcán Calbuco. El primero por estar en el campo cercano del terremoto, y el segundo por una mezcla del efecto de la difusión rectificadora y las rupturas generadas por el terremoto.

Finalmente, para los volcanes Llaima y Villarrica se tiene que, en caso de que realmente hayan tenido una erupción en 1960, después de ocurrido el terremoto, es más probable que el efecto importante haya sido el de la transmisión de esfuerzos

más que el de la difusión rectificada, ya que ambas erupciones fueron muy poco explosivas, y el aumento de la presión interna debido a la difusión rectificada es lo suficientemente grande como para haber inducido una erupción más explosiva.

Terremoto de la quinta región de 1985

El último de los terremotos con magnitud mayor o igual a 8 que se produjo en la zona centro-sur de Chile durante el siglo XX ocurrió el 3 de Marzo de 1985. Éste es un terremoto muy recordado, ya que puso a prueba la construcción de muchos edificios y viviendas en la zona central, especialmente en Santiago, marcando el fin de la construcción en adobe en las grandes ciudades del país.

La actividad volcánica en los años 1984, 1985 y 1986, y pese a que este fue un terremoto de magnitud $M_W = 8$, fue menor a la mostrada en los terremotos anteriores. El resumen de ella a continuación.

- **Guallatiri:** Este volcán registra una erupción en Diciembre de 1985. Sin embargo, ésta erupción es incierta.
- **Láscar:** Este volcán registra una actividad que comienza en Diciembre de 1984 y termina en Julio de 1985. Ésta actividad, sin embargo, no es explosiva, ya que se compone sólo de ríos de lava que salen desde su cráter.
- **Tupungatito:** Para este volcán se registra una erupción moderada, con VEI=2, en Enero de 1986.
- **Peteroa:** El 25 de Marzo de 1985 este volcán entra en erupción. La actividad posterior se mantiene hasta 1987, pero mayormente a nivel de fumarolas.

- **Llaima:** Este volcán está en actividad antes del terremoto. No presenta actividad sino hasta 1990, cuando entra en una fase eruptiva muy débil.
- **Villarrica:** El 11 de Agosto de 1984 este volcán entra en una fase eruptiva que es muy efusiva, al caracterizarse por la presencia de ríos de lava basáltica, con muy pocas explosiones en su cráter. La actividad efusiva concluye durante los primeros días de Enero de 1985, y en Julio del mismo año el volcán muestra un pequeño reactivamiento, con leve emisión de piroclastos y fumarolas.

De estos 6 volcanes, los dos más septentrionales, Guallatiri y Láscar, están muy lejos del campo de acción del terremoto, por lo que se dejan fuera del estudio. De los 4 restantes, el volcán Llaima no muestra actividad importante después del terremoto, por lo que también se descarta que el movimiento telúrico considerado haya tenido alguna influencia en el comportamiento eruptivo de dicho volcán. Así, sólo quedan 3 volcanes que analizar: Tupungatito, Peteroa, y Villarrica. Las amplitudes de onda de deformación inducidas por el terremoto y la información acerca del tipo de modelo utilizado para calcular las variaciones de presión dentro de las cámaras de magma de estos volcanes se encuentran en la tabla 5.13

Volcán	r [km]	$\delta_{tmin} \times 10^{-5}$	$\delta_{tmax} \times 10^{-5}$	Modelo
Tupungatito	191	1.09	1.04	Basalto.
Peteroa	251	0.87	1.82	Basalto.
Villarrica	687	0.39	1.18	Basalto.

Cuadro 5.13: Parámetros utilizados para estimar los efectos de las ondas sísmicas en una cámara de magma para cada uno de los volcanes que registraron actividad entre 1959 y 1961 que serán analizados. Se considera que el movimiento sísmico duró aproximadamente 31 segundos.

Los resultados en el incremento de la presión interna del magma y en los valores de componentes del tensor de esfuerzos se muestran en la tabla 5.14.

Volcán	Δp_{\min} [MPa]	Δp_{\max} [MPa]	σ_{ii} [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{\max} [MPa]
Tupungatito	0.69	2.45	-0.68	2.29	$\sigma_{yz} = 1.77$
Peteroa	0.44	1.95	-0.65	2.72	$\sigma_{yz} = 1.80$
Villarrica	0.088	0.81	11.62	10.13	$\sigma_{yz} = 1.06$

Cuadro 5.14: Estimaciones de algunos valores del tensor de esfuerzos, calculados después del terremoto de 1939, en la zona aledaña a varios volcanes, junto a estimaciones de los aumentos de presión dentro de las respectivas cámaras de magma de cada uno. Del tensor de esfuerzos se dan los valores de la traza σ_{ii} , de la segunda invariante del tensor sin traza, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cual es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$, mientras que para las de la presión de la cámara de magma se asumió una cámara a una profundidad $h = 4$ km.

De estos tres volcanes, el que más sufre los efectos del cizalle es el volcán Villarrica. De hecho, el cambio en el *esfuerzo de cizalle* entre los terremotos de Valdivia de 1960 y el aquí considerado es $\Delta\tau_{\text{shear}} = 6.73$ MPa, lo suficiente para producir fracturas superficiales. El aumento en la presión interna producida por la difusión rectificada es poco considerable comparado con el cambio en el cizalle. Además, el registro indica que el volcán Villarrica poseía un magma muy poco explosivo en ese período, lo que disminuye el efecto de la difusión rectificada. Con esto, el efecto del terremoto fue contribuir a que la zona del volcán quedara más expuesta a un eventual aumento de presión del magma que, tiempo después, puede producir una erupción. Esto efectivamente, ocurrió, pero con un magma poco explosivo.

Tanto en el volcán Peteroa como en el volcán Tupungatito el efecto más importante es el de la difusión rectificada. La erupción del primero, al ocurrir pocos días después de ocurrido el terremoto, aparece como un caso en el que la difusión rectificada se vuelve lo suficientemente importante como para presurizar la cámara de magma, y permitir un nuevo ciclo eruptivo. En el caso del volcán Tupungatito, si es

que dicha erupción pudiera ligarse al terremoto, sería principalmente por la acción de la difusión rectificadora. Sin embargo, un tiempo de un año después indica que el magma no aumentó lo suficiente su presión inmediatamente después del terremoto, lo que hace sospechar de otro mecanismo, como una nueva inyección de magma, por ejemplo, que pudo haber aprovechado un volcán levemente activo, y haber propiciado una erupción.

Terremoto de 1950, San Pedro de Atacama

El terremoto, de magnitud $M_W = 8.3$, que ocurrió el 9 de Diciembre de 1950 en el norte grande de Chile, fue muy peculiar. Esto, debido a que su epicentro estuvo muy cerca del pueblo de San Pedro de Atacama, y su profundidad está estimada en $h = 100$ km, lo que lo hace un terremoto muy profundo, y muy cordillerano. La actividad volcánica nacional durante 1949, 1950, y 1951, se detalla a continuación:

- **Quizapu:** Este volcán presenta una erupción en Abril de 1949. En 1950 no registra actividad.
- **Llaima:** En Septiembre de 1949 se registra una erupción moderada, con $VEI=2$. No se registra actividad durante 1950.
- **Villarrica:** Este volcán registra una erupción durante 1950.
- **Lascar:** Tras 11 años de inactividad, este volcán presenta un ciclo eruptivo moderado, con erupciones con un $VEI=2$ como máximo, desde Noviembre de 1951 hasta Febrero de 1952.

Tanto por un asunto de distancia a la zona de ruptura como por un tema de fechas, las erupciones de los volcanes Quizapu, Llaima y Villarrica no pueden ligarse

al terremoto analizado. La única erupción que queda como posible es, entonces, la del volcán Láscar, estratovolcán que se encuentra ubicado a una distancia $r = 102$ km del hipocentro del terremoto.

El terremoto tuvo una duración aproximada de 43 segundos, y la amplitud de deformación está en el rango $1.8 \leq \delta \leq 2.68$. Como el magma del volcán Láscar es usualmente de tipo andecita-dacita, el modelo que se usa es de magma tipo riolita, por lo cual el aumento de presión de una posible cámara de magma llena está en el rango $0.31 \text{ MPa} \leq p \leq 0.69 \text{ MPa}$.

Medidas en la superficie $z = 0$, el esfuerzo promedio total acumulado es $\sigma_M = 0.47$ MPa, el cizalle es $\tau_{\text{shear}} = 1.69$ MPa, y el esfuerzo de cizalle más grande en valor absoluto es $\sigma_{xy} = -1.49$ MPa. El valor del cizalle es importante de considerar, ya que permite generar fracturas por las cuales el magma pueda ascender.

Un detalle interesante sale al comparar el estado del tensor de esfuerzos con cómo estaba antes del terremoto. Allí, se tiene que el esfuerzo promedio tiene un valor $\sigma_M^0 = 0.12$ MPa, mientras que el cizalle tiene un valor $\tau_{\text{shear}}^0 = 0.11$ MPa. Esto indica que hubo un cambio del orden de 1.5 MPa en el cizalle cerca de la superficie. Así, el efecto real del terremoto sobre el volcán fue el de ocasionar fracturas, más que el presurizar la cámara de magma. Esto pudo haber ayudado a la inyección de magma, como para que el volcán entrase en actividad. Lamentablemente, no existe un registro sismológico de la zona aledaña al volcán, de manera que no se tiene certeza de cuando entró realmente en actividad el Láscar. Sin embargo, los números sugieren que debió de haber entrado en actividad poco tiempo después de ocurrido

el terremoto, a lo más unos meses.

Terremoto de 1995, Antofagasta

El último terremoto de magnitud mayor o igual a 8, ocurrido en el siglo XX, tuvo como epicentro la zona costera cercana a Antofagasta. Ocurrió el día 30 de Julio de 1995, y produjo mucho pánico en la población de la zona. En cuanto a la actividad volcánica, se tiene que, a nivel nacional, ésta está por encima de la actividad base de 1 a 2 erupciones por año. Para más detalles, a continuación se entrega un resumen de ésta actividad:

- **Tinguiririca:** El registro indica que este volcán presenta actividad el 15 de Enero de 1994; sin embargo, se indica que es incierta.
- **Llaima:** Este volcán presenta una erupción estromboliana, con VEI=2, durante Mayo de 1994. El ciclo eruptivo dura hasta Agosto del mismo año.
- **Lascar:** Durante Julio de 1994, este volcán mantiene una erupción moderada. Luego, en Octubre de 1996, registra una nueva erupción, también moderada, con VEI=2.
- **Villarrica:** Durante Julio de 1995 y Enero de 1996, presenta una actividad baja, de poca explosividad, con VEI=1.
- **Copahue:** Este volcán registra una erupción moderada en Julio de 1995.
- **Irruputuncu:** El primero de Septiembre de 1995 este volcán registra una erupción moderada, con VEI=2.

Como se puede apreciar del resumen, sólo dos volcanes, Lascar y Irruputuncu, presentan chances de haber sido influenciados en su comportamiento eruptivo por el

terremoto considerado. Los otros volcanes están muy lejos de la zona de ruptura, y varios de ellos ni siquiera presentan actividad después del terremoto. Para los dos volcanes que se considerarán, en la tabla 5.15 se muestran tanto la amplitud de onda de deformación como el modelo que se utilizará para modelar la presión en sus cámaras de magma.

Volcán	r [km]	$\delta_{tmin} \times 10^{-5}$	$\delta_{tmax} \times 10^{-5}$	Modelo
Irruputuncu	345	0.68	1.58	Basalto.
Lascar	265	0.84	1.77	Basalto.

Cuadro 5.15: Parámetros utilizados para estimar los efectos de las ondas sísmicas en una cámara de magma para cada uno de los volcanes que registraron actividad entre 1959 y 1961 que serán analizados. Se considera que el movimiento sísmico duró aproximadamente 31 segundos.

En esta ocasión se modela el magma del Lascar como si fuera de tipo basáltico, ya que, de acuerdo a González-Ferrán, la composición más típica de las lavas de dicho volcán, después de 1993, son de tipo andesito-basáltico. En cuanto al volcán Irruputuncu no se tiene mayor información acerca de su composición de magma. Se le modelará como si fuera basáltica para así tener el límite mayor del aumento de presión posible. Los resultados de estos aumentos de presión interna en el magma, además de la información acerca del estado del tensor de esfuerzos después de ocurrido el terremoto, se muestran en la tabla 5.16.

En el caso del volcán Irruputuncu el aumento de presión dentro de la cámara de magma es el efecto dominante. El valor del esfuerzo promedio es muy pequeño, y el valor del cizalle no es lo suficientemente grande como para producir alguna fractura, salvo que sea muy superficial. Es interesante, de todas formas, que el tiempo transcurrido entre el terremoto y la erupción del volcán es sólo de un mes y unos pocos

Volcán	Δp_{\min} [MPa]	Δp_{\max} [MPa]	σ_M [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{\max} [MPa]
Irruputuncu	0.26	1.46	0.008	0.31	$\sigma_{yz} = 0.29$
Lascar	0.41	1.83	0.89	1.38	$\sigma_{yz} = 1.10$

Cuadro 5.16: Estimaciones de algunos valores del tensor de esfuerzos, calculados después del terremoto de 1995, en la zona aledaña a varios volcanes, junto a estimaciones de los aumentos de presión dentro de las respectivas cámaras de magma de cada uno. Del tensor de esfuerzos se dan los valores del esfuerzo promedio, $\sigma_M = \sigma_{ii}/3$, de la segunda invariante del tensor sin traza, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cual es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$, mientras que para las de la presión de la cámara de magma se asumió una cámara a una profundidad $h = 4$ km.

días. Esto apoya fuertemente una conexión vía difusión rectificada, donde las ondas sísmicas se aprovechan de un volcán que está en un estado cercano al crítico.

Para el volcán Láscar, sin embargo, el efecto no es tan marcado. El valor del cizalle es importante, sin embargo es muy parecido al que tenía en 1950. Esto, sumado al hecho que el volcán entra en erupción más de un año después de ocurrido el terremoto, sugiere que esta erupción tiene que ver mayormente con un ciclo propio del volcán más que de factores externos.

Terremoto de la costa del Maule del 2010

En la madrugada del 27 de Febrero del 2010, cuando las vacaciones de verano para muchos empezaban a despedirse, un nuevo terremoto sacudió Chile. El epicentro de este movimiento estuvo ubicado 92 kilómetros al noreste de la ciudad de Concepción, y la magnitud del terremoto fue $M_W = 8.8$, según el *United States Geological Survey* (USGS). Este terremoto es el segundo de mayor magnitud en el país desde 1900, y está considerado como el quinto más grande registrado en la historia de la humanidad. Gracias a que para la fecha en que ocurrió este movimiento telúrico existen

mejores métodos de medición que para los anteriores, entonces ya se tienen buenos estimaciones de cosas como la zona de ruptura o el ángulo de *dip* del terremoto. Todos estos datos se pueden encontrar en la web del USGS [41]. En la figura 5.12 se puede ver una estimación de la zona de ruptura, con el epicentro marcado en ella. Las dimensiones de este plano no son definitivas aún, ya que el procedimiento usual para conocerlas es esperar a que dejen de existir réplicas del terremoto, analizar su ubicación, y así poder estimarlas de mejor manera. A la fecha de escribir esto (Lunes 8 de Marzo del 2010), ha pasado sólo una semana desde el terremoto, y las réplicas aún continúan. Se espera que continuen por unos meses.

Estimando a partir de la figura 5.12, se tiene que el punto más septentrional del plano está, aproximadamente, en la posición $\mathbf{p}_I = (-72.65^\circ, -33.24^\circ)$. El ángulo de *dip* es $\delta \simeq 0.1570$ rad, y el *strike* es $\phi \simeq 0.1919$ rad. El largo de ruptura es $L \simeq 539$ km, el ancho de ruptura es $W \simeq 117$ km, y el desplazamiento promedio, U , es $U \simeq 9.32$ m. Esto deja en evidencia que la relación entre largo y ancho de falla es $L/W \simeq 4.58$. Además, se entrega información de que el tiempo de duración del terremoto fue de 60 s. Con estos parámetros para el terremoto, se puede realizar el mismo trabajo hecho con los terremotos anteriores.

Cómo se quiere realizar un análisis del efecto del terremoto sobre los volcanes de la zona, tratando de buscar cuales son más susceptibles a desarrollar actividad ligada al terremoto, lo primero es tener claridad de cual es el estado de los volcanes activos en el país. Para ello, el GVP y el *Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur* (OVDAS) [42], aportan la siguiente información acerca de la actividad volcánica de los volcanes activos en la zona centro-sur de Chile desde el año 2000:

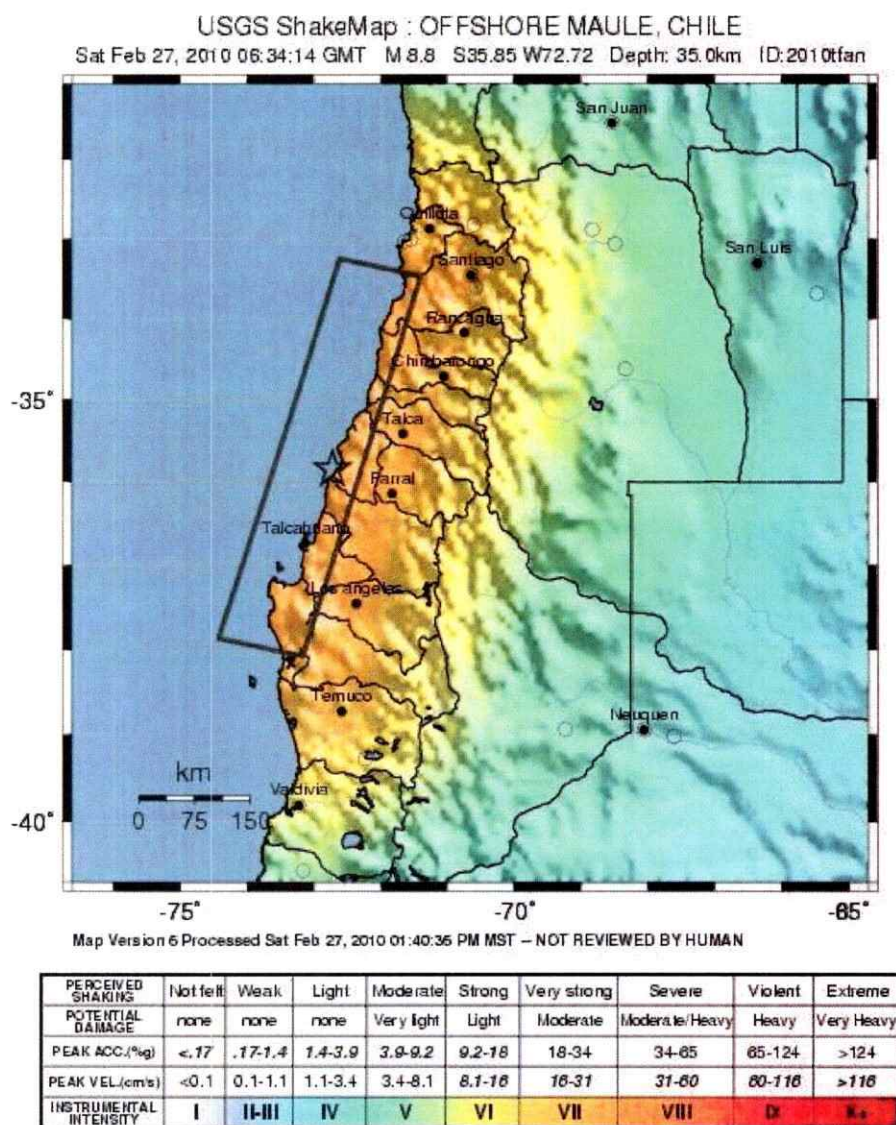


Figura 5.12: Mapa de la zona centro-sur de Chile, donde se muestra una estimación del plano de falla. También está marcado el epicentro del terremoto, en la estrella. La imagen fue obtenida de la web del *Unites States Geological Survey*.

- **Complejo Planchón-Peteroa:** En este complejo volcánico se ha registrado presencia de fumarolas durante Enero del 2010. OVDAS sugiere que ésta actividad tiene que ver con los deshielos normales de la época estival que, al entrar en contacto con los lagos sulfurosos de los cráteres, producirían esta actividad. De todas formas, esto es evidencia de un volcán activo, aunque en un estado de quietud, según OVDAS.
- **Copahue:** Este volcán registra una erupción que comenzó el primero de Julio del año 2000, para terminar el 18 de Octubre del mismo año. GVP clasifica la erupción como moderada, con VEI=2, con muchas explosiones en el cráter central.
- **Callaqui:** Se presume de una erupción el día 22 de Enero del 2009. Esta erupción está catalogada como incierta.
- **Nevados de Chillán:** Desde el 29 de Agosto del 2003 hasta el 15 de Septiembre del mismo año se registra una erupción poco explosiva, con VEI=1. Se presume de una erupción ocurrida el 21 de Enero del 2009. Ésta última es incierta.
- **Llaima:** Su último período eruptivo se inició el primero de Enero del 2008, y se mantuvo hasta el 12 de Junio del 2009, de manera intermitente. Actualmente este volcán ha presentado sismicidad que evidencia movimientos de magma al interior del volcán. Su cráter principal está tapado, y visualmente se aprecian pequeñas emisiones de gas esporádicas.
- **Villarrica:** Su último ciclo eruptivo ha sido de muy baja explosividad, comenzó el 12 de Noviembre del 2009, se mantiene hasta ahora, y es muy similar a otros ciclos que ha mostrado el volcán desde 1984. Este comportamiento,

según OVDAS, consistente en emisión de gases, principalmente vapor de agua, y ocasionales explosiones pequeñas en el cráter central, es el "habitual" del volcán. El índice de explosividad volcánica, según GVP, es VEI=1.

- **Mocho-Choshuenco:** OVDAS ha registrado sismicidad baja en la zona aledaña a este volcán durante los últimos meses. Podría ser tanto volcánica como tectónica, debida a la presencia de la falla Liquiñe-Ofqui.
- **Zona Carrán-Puyehue:** En los últimos dos años OVDAS ha registrado sismicidad anómala en la zona comprendida entre los volcanes Carrán y Puyehue. Hasta el momento no se ha podido establecer del todo si es que esta sismicidad, considerada baja, es debida a la actividad de un conjunto de volcanes activos, o tiene que ver con la dinámica de las fallas presentes.
- **Chaitén:** Este volcán continúa su ciclo eruptivo que comenzó en Mayo del 2008. La actividad eruptiva, si bien está lejos de la explosividad mostrada en Mayo y Junio del 2008, aún mantiene columnas de gas que se levantan a más de un kilómetro del domo de lava que es este volcán.

Además, OVDAS ha estado monitoreando a los volcanes Osorno y Calbuco. Al respecto se menciona que no se ha encontrado evidencia de sismicidad ligada a actividad volcánica en ambos volcanes.

Para completar el estudio, se analizará a otros volcanes activos que han mostrado actividad después de un gran terremoto; éstos son los volcanes Tupungatito, Maipo, San José, Quizapu y Descabezado Grande. De esta forma, se tiene un total de 19 volcanes a analizar. En la tabla 5.17 se muestra la distancia de estos volcanes

al hipocentro del terremoto, junto con estimaciones de la variación de volumen por unidad de volumen inducida por el terremoto.

Volcán	r [km]	$\delta_{tmin} \times 10^{-5}$	$\delta_{tmax} \times 10^{-5}$	Modelo
Tupungatito	417	0.58	1.46	Basalto.
San José	383	0.62	1.51	Riolita.
Maipo	362	0.65	1.55	Basalto.
Peteroa	247	0.89	1.83	Basalto.
Descabezado Grande	221	0.97	1.92	Basalto.
Quizapu	219	0.98	1.93	Riolita.
Nev. Chillán	189	1.1	2.05	Basalto.
Callaqui	267	0.83	1.77	Basalto.
Copahue	276	0.81	1.74	Riolita.
Llaima	331	0.70	1.61	Basalto.
Villarrica	401	0.70	1.61	Basalto.
Choshuenco	480	0.52	1.37	Basalto.
Carrán	221	0.97	1.92	Basalto.
Cordón Caulle	526	0.48	1.32	Riolita.
Puyehue	527	0.48	1.32	Basalto.
Osorno	576	0.45	1.27	Basalto.
Calbuco	600	0.43	1.25	Basalto.
Chaitén	768	0.36	1.12	Riolita.

Cuadro 5.17: Parámetros utilizados para estimar los efectos de las ondas sísmicas producidas por el terremoto de magnitud $M_W = 8.8$, ocurrido el 27 de Febrero del 2010, en una cámara de magma, para cada uno de los volcanes que mencionados en el texto principal. Se considera que el movimiento sísmico duró aproximadamente 60 segundos. En el volcán Carrán se considera al complejo Carrán-Los Venados, donde está incluido el volcán Riñinahue.

Los resultados de los posibles aumentos de presión dentro de las cámaras de magma de los volcanes considerados en la tabla 5.17, junto con el estado del tensor de esfuerzos producido por todos los eventos con magnitud mayor a 7 en la zona centro sur desde 1900, están en la tabla 5.18. Algunas cantidades del tensor de esfuerzos inducidas sólo por este terremoto se encuentran en la tabla 5.19.

Volcán	Δp_{\min} [MPa]	Δp_{\max} [MPa]	σ_M [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{\max} [MPa]
Tupungatito	0.37	2.42	0.06	6.75	$\sigma_{yz} = 5.82$
San José	0.005	0.03	0.93	7.57	$\sigma_{yz} = 6.69$
Maipo	0.47	2.74	0.83	7.57	$\sigma_{yz} = 6.22$
Peteroa	0.89	3.84	2.32	14.8	$\sigma_{yz} = 11.8$
Quizapu	0.01	0.05	2.57	14.1	$\sigma_{yz} = 12.5$
Des. Grande	1.06	4.24	3.02	15.2	$\sigma_{xy} = -15.2$
Nev. Chillán	1.37	4.85	10.5	20.6	$\sigma_{yz} = 13.8$
Copahue	0.74	3.46	9.4	13.5	$\sigma_{yz} = 7.93$
Callaqui	0.77	3.59	12.12	15.8	$\sigma_{yz} = 8.09$
Llaima	0.55	2.96	11.7	11.7	$\sigma_{yz} = 5.07$
Villarrica	0.40	2.53	10.79	10.34	$\sigma_{yz} = 1.37$
Choshuenco	0.30	2.13	10.36	9.92	$\sigma_{yz} = 4.09$
Carrán	0.28	2.07	9.87	9.59	$\sigma_{yz} = 4.09$
Cordón Caulle	0.003	0.03	10.55	9.86	$\sigma_{yz} = 3.60$
Puyehue	0.25	1.98	10.55	9.86	$\sigma_{yz} = 3.60$
Osorno	0.22	1.83	10.52	9.70	$\sigma_{yz} = 3.31$
Calbuco	0.20	1.77	10.75	9.80	$\sigma_{yz} = 2.93$
Chaitén	0.001	0.01	9.7	9.09	$\sigma_{yz} = 3.43$

Cuadro 5.18: Estimaciones de algunos valores del tensor de esfuerzos, calculados después del terremoto del 2010, en la zona aledaña a varios volcanes, junto a estimaciones de los aumentos de presión dentro de las respectivas cámaras de magma de cada uno. Del tensor de esfuerzos se dan los valores del *esfuerzo promedio*, $\sigma_M = \sigma_{ii}/3$, de la segunda invariante del tensor de desviaciones de esfuerzos, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cual es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$, mientras que para las de la presión de la cámara de magma se asumió una cámara a una profundidad $h = 4$ km.

Analizando los resultados mostrados en las tablas 5.18 y 5.19 se puede apreciar que, para los volcanes ubicados frente a la zona de ruptura de este terremoto, la contribución de este movimiento telúrico al cizalle total es muy grande, de al menos el 50 % del total. Esta cantidad es muy importante para poder decir cuáles son los volcanes más susceptibles a fracturas, por lo que su estudio será lo primero que se realizará.

Volcán	σ_M [MPa]	τ_{shear} [MPa]	τ_{max} [MPa]
Tupungatito	0.68	3.94	$\sigma_{yz} = 3.31$
San José	1.49	4.68	$\sigma_{yz} = 3.74$
Maipo	1.47	3.96	$\sigma_{yz} = 3.13$
Peteroa	2.64	10.2	$\sigma_{yz} = 8.19$
Des. Grande	2.71	11.0	$\sigma_{yz} = 9.35$
Quizapu	2.64	12.5	$\sigma_{yz} = 10.0$
Nev. Chillán	3.81	17.4	$\sigma_{yz} = 13.2$
Callaqui	2.36	10.8	$\sigma_{yz} = 7.19$
Copahue	1.23	9.97	$\sigma_{yz} = 6.84$
Llaima	-0.36	6.52	$\sigma_{yz} = 5.49$
Villarrica	-0.84	2.78	$\sigma_{yz} = 3.26$
Choshuenco	-0.7	2.28	$\sigma_{yz} = 2.10$
Carrán	-0.54	1.76	$\sigma_{yz} = 1.66$
Cordón Caulle	-0.47	1.33	$\sigma_{yz} = 1.25$
Puyehue	-0.47	1.33	$\sigma_{yz} = 1.25$
Osorno	-0.33	0.92	$\sigma_{yz} = 0.88$
Calbuco	-0.30	0.78	$\sigma_{yz} = 0.75$
Chaitén	-0.20	0.42	$\sigma_{yz} = 0.41$

Cuadro 5.19: Estimaciones de algunos valores del tensor de esfuerzos producido por el terremoto de magnitud $M_W = 8.8$, ocurrido el 27 de Febrero del 2010, en la zona aledaña a varios volcanes. Del tensor de esfuerzos se dan los valores del *esfuerzo promedio*, $\sigma_M = \sigma_{ii}/3$, de la segunda invariante del tensor de desviaciones de esfuerzos, τ_{shear} , y el valor del *esfuerzo de cizalle* más importante, además de la información acerca de cual es. Todas las cantidades respectivas al tensor de esfuerzos fueron calculadas en la superficie $z = 0$. Los resultados asociados al volcán Carrán son representativos de todo el complejo Carrán-Los Venados-Riñinahue-Mirador.

Del total de volcanes de la lista, los volcanes Tupungatito, San José, Maipo, Peteroa, Descabezado Grande, Quizapu, Nevados de Chillán, Callaqui, Copahue y Llaima son los más afectados por el terremoto en lo que respecta al valor de la segunda invariante del tensor de desviaciones de esfuerzos, lo llamado cizalle hasta ahora. De hecho, el aporte del terremoto analizado a la cantidad total es de un 56 % en el volcán menos afectado, el Llaima, y de casi un 88 % en el más afectado, el Quizapu. Los dos volcanes que se ven más afectados por el efecto del cizalle son Quizapu y Nevados de

Chillán, ambos con variaciones en el cizalle de más de un 80 %. Además, en la suma de todos los eventos considerados, los dos volcanes que registran un mayor efecto del cizalle son el volcán Copahué y los Nevados de Chillán. De esta manera, analizando sólo esta cantidad, se deduce que los tres volcanes más cercanos a un estado de ruptura debido al terremoto son los volcanes Quizapu, Copahué, y los Nevados de Chillán.

La variación de presión interna juega un papel muy importante después de este terremoto. En el caso de los volcanes Tupungatito, Maipo, Peteroa, y Descabezado Grande ésta variación es mayor que el esfuerzo promedio total debido a la suma de todos los eventos del siglo XX. Sin embargo, en ningún volcán este efecto es el más importante al considerar la suma de todos los eventos. Si se consideran los cambios en el tensor de esfuerzos debidos sólo al terremoto considerado, el efecto de la difusión rectificadora es el más importante sólo en los volcanes con magmas andesito-basálticos ubicados más al sur del Mocho-Choshuenco; es decir, los volcanes Carrán-Riñinahue, Puyehue, Osorno, y Calbuco. De todos estos, en ninguno se tiene evidencia de un comportamiento que indique la existencia de un magma interno en movimiento, por lo que no parecen buenos candidatos a una reactivación vía difusión rectificadora producida por este terremoto. En estos volcanes el cambio en el esfuerzo promedio indica una compresión, lo que ayudaría a aumentar la presión de algún magma que pueda encontrarse en dicha zona. Sin embargo, los valores de estos cambios no son lo suficientemente grandes para poder generar erupciones, de acuerdo a lo que considera Koyaguchi [23].

En los volcanes que se encuentran más cercanos a la zona de ruptura del terre-

moto el efecto más importante, como ya se mencionó, es el del cizalle. Sin embargo, el efecto del esfuerzo promedio también es muy importante debido a que genera una expansión en la zona que se extiende entre el volcán Tupungatito y el volcán Copahue. Esta expansión ayuda a que se generen las deformaciones necesarias para permitir el ascenso del magma en una zona particular de la corteza [11]. Además, en caso de que un volcán ya tuviera una cámara de magma con dicha sustancia, ayuda a la generación de burbujas, que son muy importantes para poder acumular sobrepresión dentro de la cámara, pero genera como efecto inmediato una disminución de la sobrepresión dentro del magma; al generar más burbujas. Este escenario plantea como idea principal que el efecto post-sísmico más importante del terremoto es la generación de las deformaciones necesarias para facilitar una futura inyección de magma.

Siguiendo con el análisis se puede apreciar que tanto el volcán Llaima como el Villarrica, debido a que al momento del terremoto mostraban una cámara de magma con dicha sustancia, fueron más afectados por el efecto de la difusión rectificada. Además, el efecto post-sísmico del esfuerzo promedio muestra que ambos volcanes sufrieron una compresión, lo que ayuda a aumentar la presión interna en ellos. La variación del cizalle también es importante, principalmente en el volcán Llaima, y podría ayudar a generar nuevas fisuras por las cuales el magma pueda ascender.

El volcán más afectado por las variaciones en el tensor de esfuerzos es el Nevados de Chillán. Este volcán, junto con el Callaqui, mostraron actividad en los últimos años, lo que los convierte en buenos candidatos para haber sido afectados por las ondas sísmicas mediante la difusión rectificada. Es por esto que estos dos son buenos

candidatos para haber sido afectados por el terremoto.

Otro volcán que es interesante mencionar es el volcán Peteroa. Éste registra actividad ligada a fumarolas ocasionales al momento de ocurrido el terremoto, y su tensor de esfuerzos muestra un cizalle importante, por lo que el efecto del terremoto no es despreciable, por lo que también se transforma en un candidato del estudio.

Hasta el momento los volcanes que se muestran mayormente como candidatos a recibir una influencia del terremoto que podría generar actividad futura son los volcanes Peteroa, Quizapu, Nevados de Chillán, Callaqui, Llaima, y Villarrica. Un volcán que, según González-Ferrán [16], ha mostrado un comportamiento muy ligado a la ocurrencia de grandes terremotos, es el volcán Tupungatito. Sin embargo, este volcán no parece ser tan afectado como los ya mencionados, por lo que, si bien no se descarta una posible interacción con el presente terremoto, se estima que ésta no es tan importante como en los volcanes ya mencionados en este párrafo.

De esta forma, se tiene una lista con los volcanes que pueden haber sido los más afectados por el terremoto. De todos los volcanes considerados en esta lista, sólo uno no ha mostró actividad en los últimos 10 años: el volcán Quizapu. Esto indica que no se ha registrado evidencia que sugiera la existencia de magma con volátiles debajo de él. Es por esto que se considera que el volcán Quizapu no pudo haber sido tan afectado como los otros de la lista. Sin embargo, el tener una variación en el cizalle tan grande, junto con las expansiones que se generaron en la corteza debido al terremoto, es importante vigilar su comportamiento, puesto que en este momento tanto la inyección del magma como la creación de fisuras superficiales han sido facilitadas

por el terremoto.

Los volcanes más afectados de la lista son los Nevados de Chillán y el volcán Callaqui. Ambos registran una erupción durante el año 2009, pese a, en ambos casos, estar catalogada de incierta. Sin embargo, un reporte de este tipo sugiere fuertemente la existencia de magma almacenado bajo ellos, por lo que se concluye que estos volcanes deben ser vigilados en su comportamiento; ya que están en condiciones de ser afectados de manera importante por el terremoto.

El volcán Peteroa también merece atención, debido a su actividad reciente, que sugiere la presencia de un magma bajo él. Considerando los resultados tanto de la difusión rectificada como del tensor de esfuerzos, este volcán es otro de los que se pueden ver fuertemente afectados por el terremoto.

Finalmente, tanto para el volcán Llaima como el volcán Villarrica, los reportes confirman la existencia de actividad ligada al movimiento de magmas. Esto los hace buenos candidatos a ser influenciados por el terremoto, especialmente en lo que respecta al efecto de la difusión rectificada. En el caso del volcán Llaima se tiene, a la fecha (Miércoles 10 de Marzo del 2010) la presencia de variadas fisuras en su cono, y un cráter central tapado. La variación en el cizalle es importante, debido a que puede ayudar a aumentar la profundidad de estas fisuras. Para el Villarrica, por su parte, se tiene un volcán con un cráter abierto, que tiene una desgasificación de magma constante, de baja intensidad, con pocas explosiones. Esto sugiere la presencia de un magma con volátiles, pero con una baja concentración de éstos. El mayor efecto que podría tener este terremoto, considerando los resultados obtenidos, sería el de

un leve reactivamiento, casi inmediato a la ocurrencia del terremoto, que consistiría en un aumento de la intensidad de las fumarolas.

En un reporte de prensa, aparecido el día Domingo 7 de Marzo del 2010 [43], se informa que el OVDAS sugirió aumentar el nivel de alerta volcánica en los volcanes Llaima y Villarrica, debido a una "sismicidad anómala", que comenzó poco tiempo después de ocurrido el terremoto. Este reporte es interesante, ya que indica un posible acoplamiento de la actividad con el terremoto, que no ha terminado en erupción aún. En los párrafos anteriores se ha indicado que estos dos volcanes podrían verse afectados, principalmente por el efecto de la difusión rectificada. Sin embargo, no todo está dicho, y se requiere mayor observación para poder estimar, en terreno, el estado de dichos volcanes. De todas formas, la lista dada aquí muestra a los volcanes que, tanto por el efecto de la difusión rectificada como por el cambio en el tensor de esfuerzos debido al terremoto, han sido más afectados. El aumento de la actividad de éstos dependerá mucho del estado en el que estaban al momento del terremoto, pero, bajo los efectos considerados aquí, son los que merecen mayor observación. Los otros volcanes que no están en la lista no son descartables para hablar de una interacción terremoto-actividad volcánica, pero parecen menos plausibles. En ellos, el efecto principal del terremoto es cambiar el estado de sus edificios, lo que ayudaría a que las siguientes erupciones de ellos ocurran de manera más sencilla, independiente de la razón que los produzca, sea ésta una inyección de magma desde la astenósfera, la acción de un nuevo terremoto, u otra.

5.3.2. Erupciones más explosivas y terremotos

Hasta el momento se ha analizado lo que ha ocurrido con la actividad volcánica del país poco tiempo antes y después de los grandes terremotos ocurridos durante el siglo XX en el territorio nacional. Se han encontrado erupciones que son buenas candidatas a haber sido promovidas por terremotos, otras en las cuales el movimiento sísmico se aprovecha de una condición crítica de antemano, y otras en las cuales una conexión es muy poco probable. Sin embargo, existe un aspecto más de la relación bastante importante, que no se ha tocado hasta el momento, y éste tiene que ver con las grandes erupciones ocurridas durante el siglo XX en Chile.

Las erupciones más explosivas son justamente las de mayor interés e impacto a nivel social, ya que son las que producen un mayor daño al entorno del volcán, y muchas veces generan un cambio en la forma de vida de las personas. Casos en el mundo hay muchos, y van desde erupciones antiguas, como la del volcán Vesuvio, en Pompeya, Italia, hasta otras más recientes, como la del volcán Chaitén, ocurrida en nuestro país en Mayo del 2008. Normalmente, las explicaciones de las causas de estas erupciones suelen pasar por efectos sobre el magma del volcán solamente, sin considerar el posible efecto que los grandes terremotos podrían tener sobre él. En el año 2002, sin embargo, Marzocchi [27] analizó el efecto que podrían tener los grandes terremotos sobre las erupciones volcánicas más explosivas. Para esto, utilizó la teoría de la relajación viscoelástica, de la que se habló un poco en el capítulo 3. En esta subsección se analizará la evolución del tensor de esfuerzos sobre las erupciones más explosivas ocurridas en Chile durante el siglo XX, para poder analizar de mejor manera el efecto acumulativo de los terremotos sobre alguna zona en particular.

Durante el siglo XX se registran 4 erupciones con un índice de explosividad volcánica mayor o igual a 4. Éstas son:

- **Volcán Quizapu:** Después de iniciar un reactivamiento durante 1907, este volcán se mantiene en actividad intermitente hasta que, el 4 de Octubre de 1932, entra en una fase eruptiva sumamente violenta, de VEI=4, mostrando columnas de tefra que alcanzaron alturas de más de 30 kilómetros sobre el nivel del mar. Los terremotos regionales de magnitudes mayor a 8 ocurrieron en los años 1906, 1914, y 1928.
- **Volcán Carrán:** El 27 de Julio de 1955, tras varios días en que los campesinos de la zona percibieron ruidos subterráneos, temblores, y recalentamiento del suelo en las cercanías de la laguna que cubría la estructura volcánica (el cráter), el volcán entró en una fase eruptiva muy explosiva, con mucha emisión de vapor de agua, debido a la presencia de la laguna. Esta erupción tuvo un índice de explosividad volcánica igual a 4 y, tras una intensa emanación de tefra y vapor de agua, concluyó dejando una nueva laguna sobre el volcán. Los terremotos regionales de magnitudes mayor a 8 ocurrieron en los años 1906, 1914, 1928, y 1934.
- **Volcán Hudson:** Este volcán registró una erupción violenta durante 1971, y mostró un ciclo eruptivo que duró hasta 1973, año en que volvió a la quietud. Luego, y tras casi 18 años de inactividad, el volcán entra en una fase eruptiva muy violenta, de VEI=5, el 8 de Agosto de 1991. La erupción afectó seriamente todo el medio ambiente circundante, y la columna de tefra dio la vuelta al mundo, volviendo a su origen una semana después de haber sido eyectada. Los terremotos regionales de magnitud mayor a 8 ocurrieron en los años 1906, 1914,

1928, 1939, y 1960.

- **Volcán Láscar:** El 16 de Septiembre de 1986 se inició un largo ciclo eruptivo de este volcán, donde se registraron erupciones bastante explosivas. El 18 de Abril de 1993, y tras tres años en los cuales no se registró una erupción, pero sí se registró actividad, el domo de lava formado en su cráter, fuertemente fracturado, colapsó frente a una erupción de tipo pliniana, con un índice de actividad volcánica igual a 4. Los terremotos regionales con magnitud mayor a 8 durante el siglo XX ocurrieron en los años 1918, 1922, 1943, y 1950.

Para estudiar el efecto acumulativo de los grandes terremotos en estos 4 volcanes, se analizará la variación en el esfuerzo promedio producida por los eventos sísmicos con magnitud mayor o igual a 7. De esta forma se podrá apreciar el patrón de compresiones y expansiones a las cuales se ha visto sometido un volcán en particular, y así poder argumentar al respecto de la relación entre ambos. Los gráficos en función del tiempo de el esfuerzo promedio acumulado en cada uno de estos cuatro volcanes entre 1900 y el año de sus erupciones recién comentadas se muestran en las figuras 5.13, 5.14, 5.15, y 5.17.

En el caso del volcán Quizapu se tiene un patrón interesante de compresiones y expansiones, que se ven reflejadas en el signo del esfuerzo promedio acumulado: positivo para expansiones y negativo para compresiones. Para este volcán resultan ser de mucha importancia los terremotos ocurridos en 1906, en 1914, y en 1928. De éstos tres el que a más importante es el de 1928. Aquí es muy importante recordar que el volcán Quizapu inició un período de actividad volcánica en 1907, que concluyó con una erupción colosal en 1932, lo que indica la presencia casi permanente

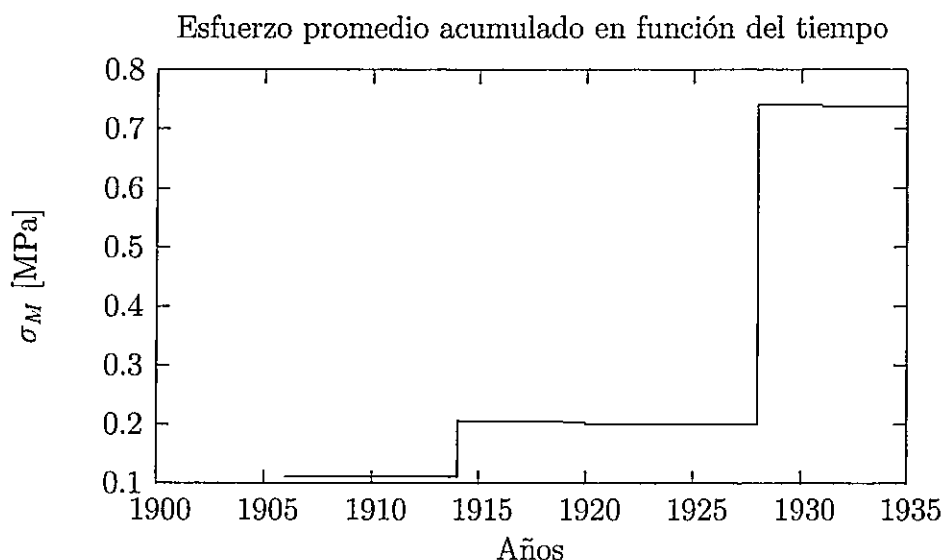


Figura 5.13: Variación del esfuerzo promedio debido a los terremotos con magnitud mayor o igual a $M_W = 7$, ocurridos entre 1900 y 1932, para la zona del volcán Quizapu.

de un magma que, de acuerdo con González-Ferrán [16], posee una alta viscosidad. El efecto acumulativo en el cambio de los esfuerzos es principalmente de expansiones volumétricas, lo que puede producir dos grandes efectos: fomentar el nacimiento de burbujas de gas, debido al nuevo volumen que éste puede ocupar, y generar deformaciones internas en la corteza que permitirían el ascenso del magma hacia la atmósfera. Debido a estas dos razones no es descabellado considerar al efecto acumulativo de los terremotos como catalizadores y reguladores de dicha etapa eruptiva del volcán Quizapu.

Para el volcán Carrán el efecto acumulativo de los terremotos es menos claro. En la figura 5.14 se puede apreciar cómo no se tiene un patrón marcado de expansiones y compresiones como en el caso del volcán Quizapu. Los mismos valores de las variaciones son pequeños en comparación con los registrados en el caso anterior y con los

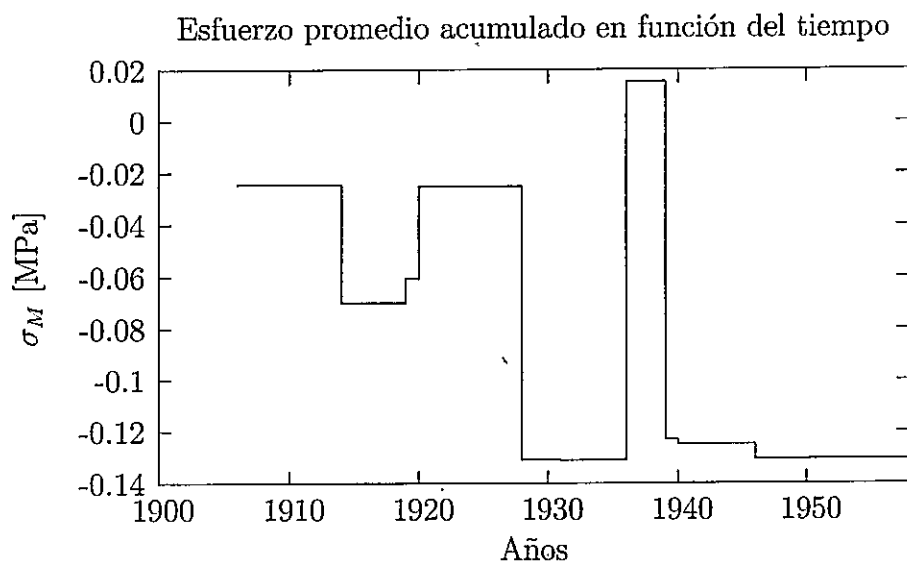


Figura 5.14: Variación del esfuerzo promedio debido a los terremotos con magnitud mayor o igual a $M_W = 7$, ocurridos entre 1900 y 1955, para la zona del volcán Carrán.

que se pueden apreciar en volcanes como el Hudson, cuyo patrón de compresiones y expansiones se puede apreciar en la figura 5.15. Las últimas grandes contribuciones de los terremotos se registran en la segunda mitad de la década de 1930, donde se aprecia una expansión, seguida poco tiempo después de una compresión del mismo orden. Sin embargo, más cerca del año de la erupción no se observan mayores cambios en el esfuerzo promedio. La tendencia final es la compresión, lo que ayuda a que un magma tenga que soportar una mayor presión que la litoestática, generando una sobrepresión de inmediato, que podría ayudar a generar erupciones. Sin embargo, el valor de la compresión es muy pequeño para ser tomado en cuenta en dicho efecto. Por último, en este volcán se tenía la presencia de un lago en su cráter, lo que produjo una erupción principalmente freatomagmática, debido a la gran cantidad de agua que entró en contacto con el magma. Cuando esto ocurre normalmente la explosividad de una erupción se incrementa notablemente, de manera que la información que

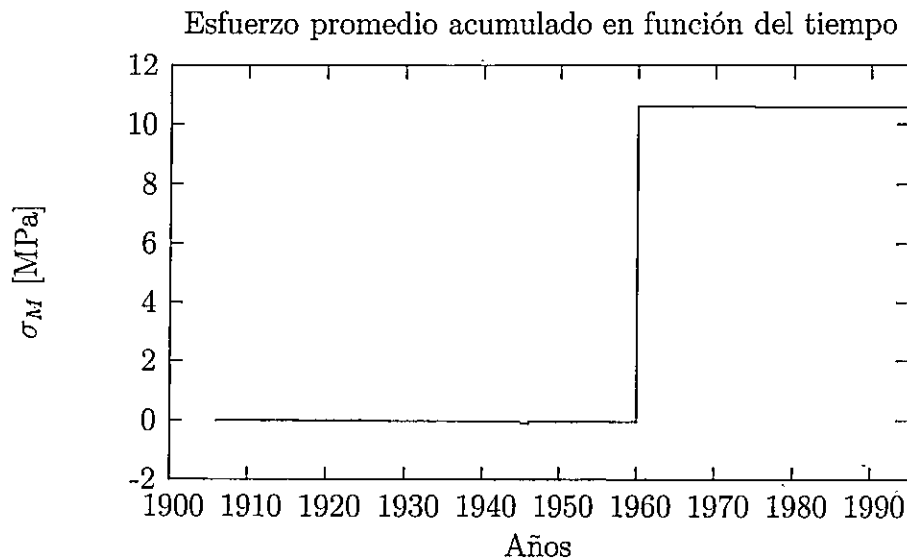


Figura 5.15: Variación del esfuerzo promedio debido a los terremotos con magnitud mayor o igual a $M_W = 7$, ocurridos entre 1900 y 1991, para la zona del volcán Hudson.

se tiene no permite conectar claramente esta erupción con la actividad tectónica de esta área en el período de tiempo considerado.

El efecto acumulativo de los esfuerzos producidos por los grandes terremotos se muestra de una manera distinta en el caso del volcán Hudson. Como se puede apreciar en la figura 5.15, el gran terremoto de magnitud $M_W = 9.5$ de 1960 es el dominante en este caso. Las contribuciones del resto de los terremotos son prácticamente despreciables al lado de ésta, que es una expansión importante. Sin embargo, sólo analizando el efecto producido por las variaciones estáticas del tensor de esfuerzos no es posible dar una explicación del tiempo de demora de 31 años entre el terremoto de 1960 y la erupción de 1991. Para ello basta ver cómo el patrón de compresiones y expansiones previos a 1961 en el volcán Calbuco es muy similar, como se puede ver en la figura 5.16. El año 1961 el volcán Calbuco entró en un período eruptivo muy violento.

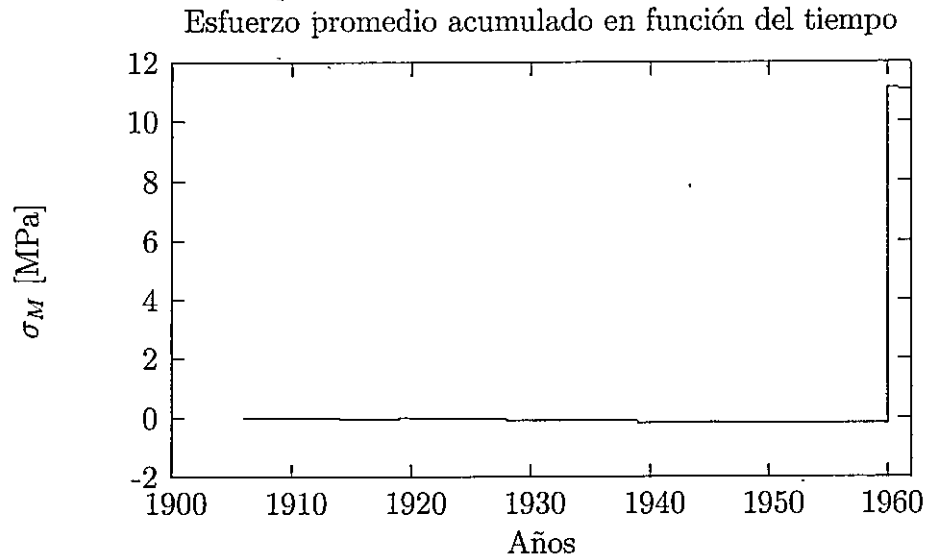


Figura 5.16: Variación del esfuerzo promedio debido a los terremotos con magnitud mayor o igual a $M_W = 7$, ocurridos entre 1900 y 1962, para la zona del volcán Calbuco.

Si bien ambos patrones son muy similares, no se puede concluir directamente que el terremoto de 1960 haya sido el principal promotor de ambas erupciones, debido a la diferencia de tiempos entre ambas.

Para poder explicar el largo tiempo de retardo entre el terremoto de 1960 y la erupción de 1961, Marzocchi *et al* [27], usando la teoría de la relajación viscoelástica, plantearon que el volcán Hudson fue recibiendo diversos cambios en el tensor de esfuerzos, que produjeron una compresión poco antes del terremoto, que podría haber producido una sobrepresión en algún magma presente en el volcán. Esta teoría está fuera del análisis de esta tesis; sin embargo, es un aspecto interesante para estudiar en el futuro.

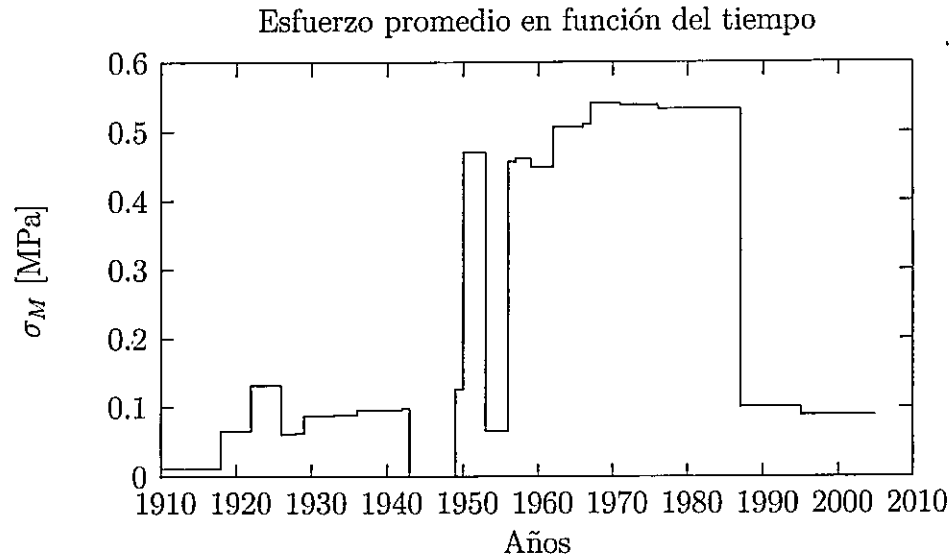


Figura 5.17: Variación del esfuerzo promedio debido a los terremotos con magnitud mayor o igual a $M_W = 7$, ocurridos entre 1900 y 2005, para la zona del volcán Lascar.

El patrón de compresiones y expansiones para el volcán Lascar también es muy interesante. Después de un comportamiento errático hasta 1950, es en ese año donde la zona aledaña al volcán experimenta una clara tendencia a sufrir expansiones, con una fuerte compresión antes de 1955, y otra poco antes de 1990, en 1987. El año anterior el volcán había estado en una etapa eruptiva muy explosiva y, de acuerdo a González-Ferrán [16], en 1988 el volcán se reactivó, comenzando un ciclo que concluyó con una fuerte erupción pliniana en abril del año 1993. Del registro de la erupción se puede presumir que el volcán Lascar estaba cercano a un estado crítico al momento de los dos terremotos, de magnitudes $M_W = 7.3$ y $M_W = 7.1$, que ocurrieron en sus cercanías en dicho año. El efecto de ambos terremotos fue el de aumentar la sobrepresión que ya podría haber tenido el volcán, de manera que ahora se puede ver el ciclo del volcán como uno que fue promovido por la aparición de terremotos en aquel momento. Importante es usar la palabra “promovido”, debido a que el volcán

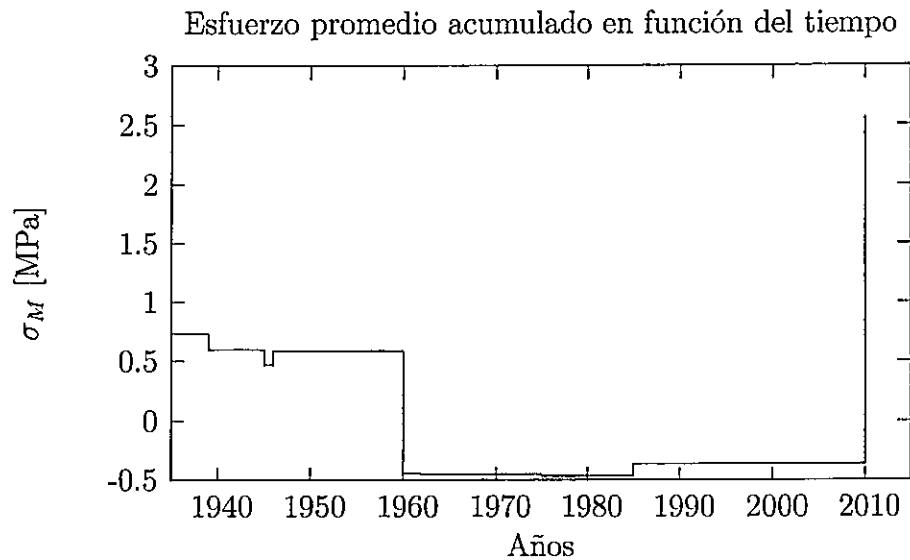


Figura 5.19: Variación del esfuerzo promedio debido a los terremotos con magnitud mayor o igual a $M_W = 7$, ocurridos entre 1932 y 2010, para la zona del volcán Quizapu.

muchas veces ocurren en tiempos cercanos a los terremotos de gran magnitud, pero que presentan muchas más en los períodos entre ellos. Debido a esto es más interesante analizar la respuesta que han mostrado los otros dos, el Quizapu y el Nevados de Chillán, ya que han registrado menos erupciones, y con esa estadística se puede realizar una comparación mucho mejor con la ocurrencia de terremotos.

En la figura 5.18 se muestra la variación en el esfuerzo promedio debida a los terremotos con magnitudes $M_W \geq 7$ ocurridos entre 1900 y 2010 sobre la zona aledaña volcán Quizapu. Se puede apreciar que el patrón de compresiones y expansiones se puede dividir en dos grandes áreas de tiempo, que son entre 1900 y 1932 y entre 1932 y 2010. Hasta 1932 el efecto acumulativo de los terremotos ponía al volcán Quizapu siempre en una zona de expansión. Sin embargo, el terremoto de 1960 cambió todo eso, ya que produjo una compresión importante en el volcán, dejándolo en

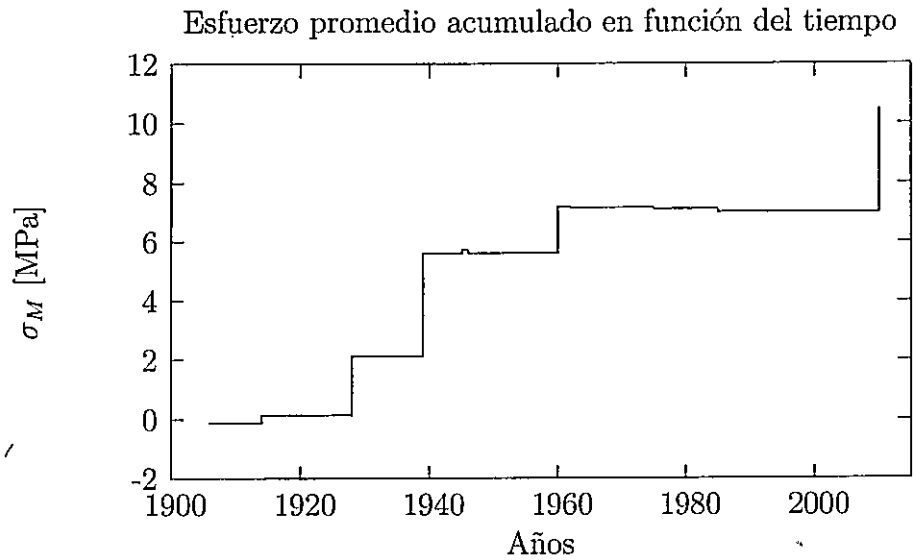


Figura 5.20: Variación del esfuerzo promedio debido a los terremotos con magnitud mayor o igual a $M_W = 7$, ocurridos entre 1900 y 2010, para la zona de los Nevados de Chillán.

un estado donde el esfuerzo promedio era una leve compresión. Lo interesante se puede ver después de ese año, como se muestra en la figura 5.19, ya que el patrón de los últimos años, debido a las contribuciones del terremoto de San Antonio de 1985 y el reciente de la costa del Maule del 2010, ha comenzado a parecerse al que el volcán exhibió entre 1900 y 1932, con la salvedad de que el esfuerzo promedio de la última expansión es casi tres veces más grande que el mayor acumulado en 1932. Un patrón así es importante de considerar, ya que sitúa al volcán Quizapu en un estado donde ciertamente se está promoviendo la inyección de magma desde la corteza.

El caso de los Nevados de Chillán es incluso más interesante. En este volcán se tiene que el efecto sobre el esfuerzo promedio producido por los terremotos ha tenido como tendencia la expansión volumétrica, como bien se puede apreciar en la figura 5.20. Este efecto, como ya se ha mencionado, ayuda tanto a disminuir una posible

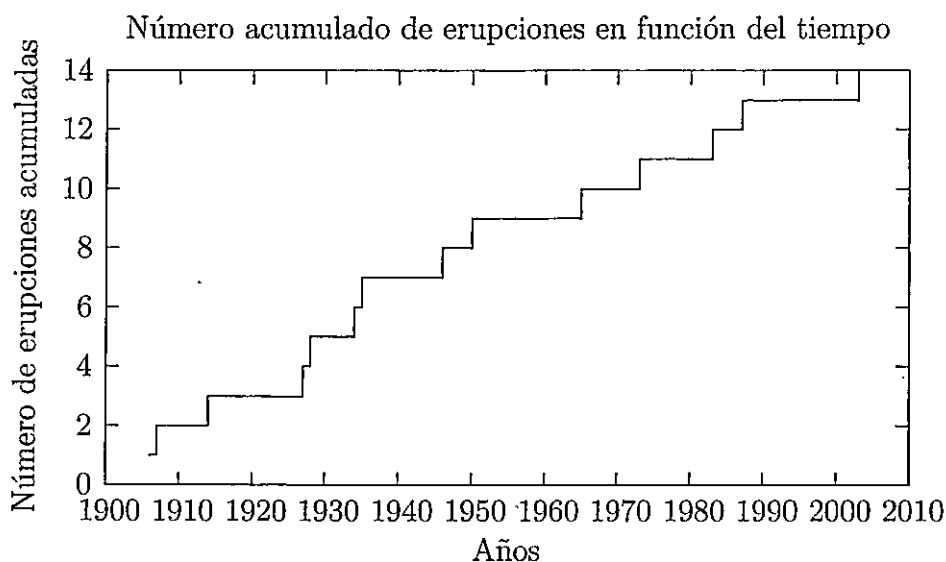


Figura 5.21: Número acumulado de erupciones de los Nevados de Chillán en el tiempo entre los años 1900 y 2010

sobrepresión, en el magma, como a formar nuevas burbujas de gas y permitir las deformaciones necesarias para facilitar inyecciones de magma desde la corteza hacia el volcán. Lo interesante en particular de este volcán es que, de las 14 erupciones que registra entre 1900 y 2010, 5 se pueden conectar, por tiempo con los 5 terremotos de magnitud $M_W \geq 8$ que ocurren entre 1900 y 2009. Esto se aprecia mejor en la figura 5.21, donde se muestra el número acumulado de erupciones de este complejo volcánico en el período 1900-2010.

Se puede ver que este volcán registra una respuesta muy interesante a los grandes terremotos, probablemente debido a que las variaciones en el esfuerzo medio ayudan a la inyección de magma. Este comportamiento es importante para el futuro, ya que este volcán es uno de los más afectados por el terremoto del 27 de Febrero del 2010, de manera el monitoreo del mismo es importante.

Capítulo 6

Discusión y palabras finales

El problema de la relación entre grandes terremotos y erupciones volcánicas es uno del que aún no se tiene un completo entendimiento acerca de si es que realmente existe una relación y de los mecanismos que podrían llevar a que ocurriese una. En esta tesis se han puesto a prueba dos mecanismos, uno co-sísmico, que tiene que ver con el efecto de las ondas sísmicas, y otro post-sísmico, que tiene que ver con el estado de la corteza después del terremoto. Se les ha puesto a prueba analizando la actividad sísmica y volcánica en Chile entre 1900 y 2010.

El primer efecto, co-sísmico, se puso a prueba creando una variación de un modelo conocido, desarrollado por Brodsky *et al* [29], llamado difusión-rectificada. La variación consistió en añadir las variaciones del volumen tanto de la cámara magmática como del cuerpo del magma en el sistema. Al ponerlo a prueba se encontró que, en varias ocasiones, éste modelo podría explicar la reacción casi inmediata de varios volcanes frente a un terremoto, debido a que lo que produce es un aumento de presión que, si un volcán está en un estado cercano a la erupción, podría inducirlo a llegar a dicho estado. Ejemplos de esto se pueden ver en 1906 en los Nevados de Chillán, en 1914 en el volcán Llaima, o más recientemente en la reacción que mostraron los

volcanes Llaima y Villarrica frente al terremoto del 27 de Febrero de 2010.

Para poner a prueba el segundo efecto, post-sísmico, se tomaron las ecuaciones de las deformaciones producidas por fallas rectangulares, desarrolladas por Okada [21], y se realizaron aproximaciones acerca de las características de las fuentes de varios terremotos históricos, con magnitud $M_W \geq 7$, ocurridos en Chile entre 1900 y 2010. Una vez hechas estas aproximaciones, se pudo obtener una estimación del tensor de esfuerzos producido por los diversos terremotos considerados, y así se pudo cuantificar de mejor forma el estado de la corteza cerca de los volcanes. De esta forma se encontró que los volcanes que están en el arco paralelo al plano de ruptura de un terremoto suelen experimentar expansiones volumétricas, lo que ayuda a que se generen inyecciones de magma a varios de éstos. Además, se evaluó una invariante del tensor de desviaciones de esfuerzos, que tiene que ver con la contribución de energía del terremoto que se produce por el movimiento de cizalle. Esta cantidad, para los terremotos considerados, suele ser parecida o mayor al esfuerzo promedio generado por un terremoto en particular, lo que ayuda a que se produzcan fisuras que permitirían el ascenso del magma hacia la superficie en varios volcanes. Una fisura superficial en un volcán que está en un estado próximo a una erupción puede ser suficiente para que el magma de éste consiga llegar a la superficie, y explotar.

También se analizó la tasa de actividad volcánica durante el período de tiempo considerado, y se pudo observar que, antes de algunos grandes terremotos, la actividad volcánica aumentaba. Esto plantea que existe otro mecanismo, de característica tectónica, que permitiría tanto el aumento en la actividad volcánica como el aumento en los esfuerzos acumulados en una zona particular de la corteza, que terminarían

desencadenando un terremoto. Esto permitiría explicar por qué se han registrado erupciones simultáneas en zonas de subducción después de un terremoto, ya que el efecto tectónico que precede a un terremoto podría ir aumentando las posibilidades de que se tenga una inyección de magma sobre varios volcanes vecinos. De esta forma, un aumento de presión inducido por las ondas sísmicas podría aumentar el estado crítico de éstos lo suficiente como para llevarlos a una erupción. La transferencia de esfuerzos post-sísmicas también podría ayudar a esto, permitiendo que las zonas de los volcanes estén más proclives a una ruptura, lo que podría facilitar una erupción pocos meses después del terremoto. Este tiempo de respuesta es el que parece ser característico en la zona centro-sur del país, como queda demostrado en la subsección 5.1.3.

Esto último pone de manifiesto uno de los principales problemas al momento de estudiar lo que ocurre con los volcanes: no se tiene una idea muy acabada del estado de todos los volcanes de Chile, de manera que se pueda ir siguiendo su actividad. Si esto se pudiera hacer, se podrían realizar mejores estimaciones acerca de cual sería el efecto real de los terremotos sobre un volcán, así como estudiar cual es el comportamiento de toda la zona antes del evento sísmico.

El método de análisis desarrollado en esta tesis, donde se estudió tanto el efecto de un terremoto sobre varios volcanes como el de varios terremotos sobre un volcán, permite dar una mejor idea acerca de cuales erupciones pudieron haber sido promovidas por terremotos o no. En ese sentido, es importante entender que el terremoto, más que un inductor de erupciones, se presenta como un promotor de éstas, debido a que se necesita un volcán cerca de un estado cercano a la erupción para que

el terremoto tenga un real efecto. Prueba de esto es lo ocurrido recientemente con los volcanes Llaima y Villarrica, donde se pudo apreciar el aumento de su actividad inmediatamente después de ocurrido el terremoto. Estos dos volcanes no entraron inmediatamente en fase eruptiva, presumiblemente debido a que no estaban en un estado tan cercano a una erupción como para que el terremoto terminara de llevarlos a ese estado. Sin embargo, sí mostraron un aumento en su actividad, lo que de acuerdo a lo hecho en este trabajo está relacionado con el pasar de las ondas sísmicas por ellos.

Es en esta dirección donde van las últimas palabras de esta tesis: un terremoto cambia las condiciones físicas de un volcán; sin embargo, éste mismo es un sistema muy complicado, con variados grados de libertad, y son éstos los que determinan si es que un volcán está en condiciones de ser afectado por un terremoto.

Es la intención de esta tesis proponer una idea acerca de podrían relacionarse las erupciones volcánicas con los grandes terremotos. Además, se pretende dar una estimación de cual es el estado actual de los volcanes, para así poder seguir a algunos en particular, que pudieron verse más afectados después del reciente terremoto del 27 de Febrero del 2010. Hay mucho por seguir analizando para poder entender la relación entre estos fenómenos, ya que no existe un verdadero entendimiento respecto a ellos mismos. Y eso, en un país como el nuestro, donde se tiene un gran laboratorio de más de 4000 kilómetros de largo, con más de 50 volcanes activos, es una tarea que debe continuarse.

Referencias

- [1] C. Darwin, *Journal of Researches into the natural history and geology of countries visited during the voyage of H.M.S. Beagle round the world* (Appleton, 1896).
- [2] D. Hill, F. Pollitz y F. Newhall, *Physics Today* **55** (2002).
- [3] A. Linde y I. Sacks, *Nature* **395** (1998).
- [4] B. Sturtervant, H. Kanamori y E. Brodsky, *J. Geophys. Res.* **101** (1996).
- [5] W. Marzocchi, L. Zaccarelli y E. Boschi, *Geophys. Res. Lett.* **31** (2004).
- [6] W. Marzocchi, *J. Geophys. Res.* **107** (2002).
- [7] W. Marzocchi, J. Selva, A. Piersanti y E. Boschi, *J. Geophys. Res.* **107** (2002).
- [8] E. Brodsky y S. Prejean, *J. Geophys. Res.* **110** (2005).
- [9] C. Nostro et al., *J. Geophys. Res.* **103** (1998).
- [10] A. Harris y M. Ripepe, *Geophys. Res. Lett.* **34** (2007).
- [11] T. Walter y F. Amelung, *Geology* **35** (2007).
- [12] T. Walter y F. Amelung, *J. Geophys. Res.* **111** (2006).

- [13] T. Walter et al., *Geophys. Res. Lett.* **34** (2007).
- [14] J. Selva et al., *Earth Planet. Sci. Lett.* **226** (2004).
- [15] S. Watt, D. Pyle y T. Mather, *Earth. Planet. Sci. Lett.* (2008).
- [16] O. González-Ferrán, *Volcanes de Chile* (Instituto Geográfico Militar, 1995).
- [17] S. Stein y M. Wysession, *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure* (Blackwell publishing, 2003).
- [18] K. Aki y P. Richards, *Quantitative Seismology* (University Science Books, Sausalito, 1930), segunda edición.
- [19] T. Hanks y H. Kanamori, *J. Geophys. Res.* **84** (1979).
- [20] H. Houston y H. Kanamori, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **80** (1990).
- [21] Y. Okada, *Bull. Seismol. Soc. Am.* **82** (1992).
- [22] Sokolnikoff, *Mathematical Theory of Elasticity* (McGraw-Hill, 1956).
- [23] T. Koyaguchi y N. Mitami, *J. Geophys. Res.* **110** (2005).
- [24] H. G. y M. Manga, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* (2007).
- [25] H. Huppert y A. Woods, *Nature* **430** (2002).
- [26] M. Manga y E. Brodsky, *Annu. Rev. Earth. Planet. Sci.* (2006).
- [27] W. Marzocchi, E. Casarotti y A. Piersanti, *J. Geophys. Res.* **107** (2002).
- [28] L. Crum y G. Hansen, *J. Acoust. Soc. Am.* **53** (1982).
- [29] E. Brodsky, B. Sturtevant y H. Kanamori, *J. Geophys. Res.* **B10** (1998).

- [30] J. Holloway, *Thermodynamics in Geology* (Norwell, 1977), págs. 161-180.
- [31] D. H. y M. Plesset, *J. Acoust. Soc. Am.* **33** (1961).
- [32] M. Strasberg, *J. Acoust. Soc. Am.* **33** (1961).
- [33] S. Hurwitz y O. Navon, *Earth. Planet. Sci. Lett.* **122** (1994).
- [34] AGU Fall Meeting, *Crystal nucleation on bubbles in hydrous silicate melt* (1996).
- [35] A. Allamand, *Terremotos en Chile* (Museo Histórico Nacional de Chile, 2009).
- [36] <http://www.volcano.si.edu>.
- [37] K. Wang, What facilitates or hinders giant earthquakes?, am Geophys. Un. chapman conference, Chile 2010.
- [38] <http://halo.dgf.uchile.cl>.
- [39] H. Kanamori y D. Anderson, *Bull. Seis. Soc. Am.* **65** (1975).
- [40] <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/shakemap/global/shake/slav/>.
- [41] <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqinthenews/2010/us2010tfan/>.
- [42] <http://www2.sernageomin.cl/ovdas/ovdas7/ovdas66.php>.
- [43] http://latercera.com/contenido/680_231401_9.shtml.