



Universidad de Concepción
Dirección de Postgrado
Facultad de Ciencias Químicas
Programa Doctorado en Ciencias Geológicas

Comportamiento eruptivo del volcán Llaima (2007-2010) e incidencia del terremoto del Maule M_w 8.8 en la actividad volcánica y tectónica local



Tesis para optar al grado de Doctor en Ciencias Geológicas

LUIS ENRIQUE FRANCO MARÍN
CONCEPCIÓN-CHILE
2019

Profesor Guía: José Luis Palma
Dpto. de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas
Universidad de Concepción

Co-guía: Luis Lara Pulgar
Servicio Nacional de Geología y Minería
Sernageomin

Dedicatoria

A Mónica mi esposa y mis hijos Santiago y Nicolás, por su apoyo incondicional, siendo ellos mis principales co-participes: gracias por obsequiarme el tiempo que a Ustedes les pertenecía, sin dudar que este triunfo llegaría.

A mis padres, quienes nos entregaron la brújula y nos enseñaron a usarla en esta galaxia de la vida, forjadores de mi tesón y entrega.

A mis hermanos, testigos silenciosos de mis triunfos y derrotas, compañeros con quienes seguiré compartiendo en las siguientes vidas.

A Fernando Gil Cruz, porque sin un PhD, parece que tuviera innumerables post-doctorados.



Agradecimientos

Esta investigación fue realizada gracias al apoyo institucional recibido en el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (Sernageomin), a través del departamento Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV) y su unidad en Temuco, Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS). Específicamente una profunda y sincera gratitud al Dr. Luis Lara Pulgar y al señor Fernando Gil Cruz, jefes anteriores del departamento y la unidad, por apoyar, impulsar, asesorar y motivar este tipo de investigaciones en los volcanes de Chile. Ellos contribuyeron para incluir el desarrollo de las investigaciones en los planes estratégicos de actividades anuales diseñados para el departamento. Esta inclusión permitió un apoyo logístico y presupuestario para llevar a cabo tareas específicas inmersas dentro de este proceso.

Quiero agradecer al *alma mater* de la Universidad de Concepción, quien permitió en conjunto con el Sernageomin, el desarrollo de este sueño, a través de mi asesor Dr. José Luis Palma, quien contribuyó para que mi trabajo se construyera bajo un estándar adecuado para el grado que pretendo conseguir. Gracias a José por sus allegadas críticas y sugerencias que ayudaron a la realización de esta tesis. Como agradecer a Luis Lara quien como co-asesor, se convirtió en pilar fundamental. Una mención especial merece el Dr. Andrés Tassara, quien fue el principal impulsador para nuestra inclusión de modalidad *part-time* fuera posible en el programa de doctorado. Un fuerte abrazo de agradecimiento para los demás profesores y la comisión asesora, quienes compartieron sus conocimientos y aportaron con sus críticas constructivas al desarrollo de esta investigación. El apoyo recibido por nuestra secretaria María Esperanza Aravena facilitó el desarrollo de innumerables trámites, gracias por su preocupación y valiosa ayuda.

Gracias compañeros del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, cada participación de Ustedes está representado de algún modo en la culminación de este importante trabajo.

La pasantía realizada en el exterior no hubiera sido posible sin el contacto sugerido por José Luis Palma, y con la mejor disposición y aceptación que tuvieron los doctores Jeffrey Johnson y Dylan Mikesell de la universidad Boise State, por permitir integrarme en sus proyectos y enseñarme su metodología de trabajo.

Un apoyo y complemento en este viaje de conocimientos fue posible gracias a mis amigos y compañeros de trayecto Dr. Carlos Cardona y Dr. Daniel Basualto, quienes sin reparos estuvieron allí para ajustar las cargas. Mi infinito agradecimiento a nuestro asesor Fernando Gil Cruz, quien más que profesor es un amigo, luchador y con el espíritu insaciable de un investigador.

Quiero muy especialmente agradecer a mi esposa Mónica, quien siempre tuvo las palabras apropiadas y el gesto fortalecedor en los momentos más difíciles de esta vivencia; siento que ella merece parte de mi título como doctor. Gracias infinitas a mis hijos Santiago y Nicolás por invertir su tiempo permitiéndome que consiguiera esta meta, sabiendo que el tiempo no vivido con ellos jamás volverá, solo les queda la enseñanza y la satisfacción de querer superarnos.



Resumen

El Llaima (38.7°S y 71.7°W) es uno de los volcanes más voluminosos de Suramérica, ubicado en la Zona Volcánica de los Andes del Sur (ZVAS). Interrogantes relacionadas con el comportamiento de la actividad del Volcán Llaima motivaron este estudio que está basado en análisis de registros sísmológicos, informes técnicos y observaciones realizadas a un compendio aproximado de 2000 fotografías. Los resultados permitieron conocer el desarrollo y estilo eruptivo exhibido por el volcán durante el periodo 2007-2009, distinguiéndose 10 fases eruptivas y al menos 6 episodios energéticos ocurridos durante estas fases. Estos episodios se caracterizaron por tener un rápido y repentino incremento de la energía sísmica, con una ausencia de señales premonitorias, e igualmente finales súbitos. La sismicidad volcánica que acompañó este proceso eruptivo estuvo caracterizada por el registro de eventos de largo periodo (LP) y tremor (TR), con ausencia de sismicidad volcano-tectónica (VT); la sismicidad LP mostró en general una baja similitud, sugiriendo en primera instancia, variadas fuentes de generación.

Nuestras observaciones y análisis sugieren que el sistema de alimentación está compuesto por múltiples estructuras independientes, algunas de las cuales alcanzan la superficie durante este periodo eruptivo indicando, junto con grietas activas en los flancos, que la parte superior del cono volcánico puede ser una zona inestable y esencialmente débil. Estas sugerencias de múltiples estructuras están acordes con estudios petrográficos y geoquímicos realizados sobre depósitos de erupciones recientes, los cuales proponen una compleja red de diques como sistema magmático superficial del Llaima. Complementariamente, estos y otros estudios petrográficos y geoquímicos encontraron que los magmas se almacenan a profundidades someras por debajo de la base del edificio volcánico, proponiendo dos rangos diferentes de almacenamiento entre 0,3 y 4 km, y otro entre 4 y 14 km; además indican que el ascenso rápido que experimentan los magmas desde niveles más profundos son una clave para el súbito gatillamiento de las erupciones en el Llaima. Cálculo de líneas temporales concernientes a la energía de la señal sísmica continua 2007-2008, contribuyeron a justificar la idea que los magmas ascendieron desde sitios más profundos hasta mínimos de 8 km con años de anterioridad, para posteriormente residir en profundidades someras (3-4 km) seis meses antes de la erupción de enero de 2008.

Aunque la última erupción de este periodo sucedió en Abril 4 de 2009, se observó un descenso en la actividad volcánica desde octubre del mismo año, situación que prosiguió durante los siguientes meses. En Junio 10 de 2010, cuatro meses después de ocurrido en Chile el terremoto del Maule de magnitud M_w 8.8, se observó un notable y repentino descenso en la actividad sísmica volcánica (LP y

TR) y la activación de estructuras al sur del volcán, con la generación de abundante sismicidad tectónica local. Para evaluar este descenso en la actividad y activación de estructuras con una posible influencia del terremoto del Maule, se hicieron cálculos de transmisión de esfuerzos normales usando el software Coulomb. Se adoptó como estructura fuente el terremoto del Maule y estructuras receptoras, aquellas con dirección NW-SE, subparalelas a una grieta que está ubicada en los flancos del volcán. Los resultados sugieren que el volcán Llaima estaría ubicado en una zona donde se incrementaron los esfuerzos normales. Se destaca además la relativa calma e inactividad que se ha presenciado para el Llaima desde el año 2010. Desde el año 1852 se observa que el periodo inter-eruptivo contempla un máximo promedio que sobrepasa los ocho años como media, posible consecuencia de esa transmisión de esfuerzos estáticos.

Adicional a los resultados anteriores y con el fin de tener un mejor conocimiento acerca del sistema magmático y definir estructuras relevantes debajo del volcán, se desplegó una red de estaciones sismológicas temporales para complementar espacialmente la red de estaciones permanente. Los datos registrados en conjunto por 35 estaciones, fueron utilizados para encontrar anomalías en la velocidad de las ondas sísmicas usando dos técnicas distintas (técnicas de apilamiento de la función del receptor y tomografía de ruido sísmico ambiental). Con la primera técnica se logró, entre otros resultados, a observar una zona de baja velocidad ubicada entre 8 y 13 km de profundidad, asociada con un posible cuerpo de magma. La segunda técnica logró identificar dos zonas de baja velocidad, una más superficial ubicada debajo del edificio volcánico y otra más profunda, ubicada 13 km al SE del cráter principal; aunque no se observó una relación directa entre estas dos zonas, existe la posibilidad que la más profunda tenga una continuidad hacia la más superficial, siguiendo alguna estructura SE-NW. Otros contactos con científicos internacionales, permitieron integrar información del volcán que perseguía resultados relacionados con el espacial y temporal almacenamiento del magma. Los resultados sismológicos son consistentes con los tiempos de ascenso de magma encontrados por ellos.

Este trabajo presenta el primer estudio realizado para el Volcán Llaima que contribuye a determinar el comportamiento de contemporaneidad de estilos eruptivos, mostrar la evolución en los cambios morfológicos al interior del cráter y evidencias que destacan la participación de al menos dos grietas ubicadas en los flancos del cono volcánico. Asimismo, se evaluó la influencia del terremoto del Maule en la disminución de la actividad volcánica y la aparición de sismicidad tectónica local al sur del cráter principal. Se revelan a partir de datos sismológicos, varias zonas de baja velocidad próximas al

volcán. La ausencia de deformación y sismicidad VT, sin claros premonitorios de sismicidad, junto con el inicio súbito de las erupciones, sugieren un comportamiento de conducto abierto para este volcán.



Abstract

The Llaima (38.7°S and 71.7°W) is one of the voluminous volcanoes of South America, located in the Southern Andes Volcanic Zone (ZVAS). The questions related with the behavior of the Llaima Volcano activity motivated this study that is based on analysis of seismological records, technical reports and observations made to an approximate compendium of 2000 photographs. The results allowed us to know the development and the eruptive style exhibited by the volcano during the period 2007-2009, distinguishing 10 eruptive phases and at least 6 energetic episodes occurred during these phases. These episodes were characterized by a rapid and sudden increase in seismic energy, with an absence of premonitory signals, and also sudden endings. The volcanic seismicity that accompanied this eruptive process was characterized by the recording of long period events (LP) and tremor (TR), and the absence of volcano-tectonic seismicity (VT); in general, the LP seismicity showed low similarity, suggesting in the first instance several sources.

Our observations and analysis suggest that the feeding system is composed of multiple independent structures, some of which reach the surface during this eruptive period, indicating along with active fractures placed in the flanks, that the upper part of the cone would be an unstable and essentially weak zone. These suggestions of multiple structures agree with petrographic and geochemical studies carried out on deposits of recent eruptions, which propose a complex network of dikes as surface magmatic system of Llaima. In addition, these and other petrochemical and geochemical studies founded that magmas are stored at shallow depths below the base of the volcanic edifice, proposing two different storage ranges between 0.3 and 4 km, and another between 4 and 14 km; they also indicate that the rapid rise experienced by magmas from deeper levels is a key to the sudden triggering of eruptions in the Llaima. Calculation of time lines were done indicating the continuous seismic signal energy 2007-2008, to support the idea that the magmas rose from deeper places to minimums of 8 km years before the eruption, to later reside in shallow depths (3-4 km) six months before the 1st January 2008 eruption.

Although the last eruption of this period happened on April 4th 2009, a decrease in volcanic activity since October of the same year was observed, situation that continued during the following months. On June 10th 2010, four months after the Maule earthquake of magnitude M_w 8.8 occurred in Chile, there was a remarkable and sudden decrease in volcanic seismic activity (LP and TR) and activation of structures at the south of the volcano with abundant local tectonic seismicity occurrence. To evaluate this decrease in the activity and activation of structures due to possible influence of the Maule earthquake, normal stress transmission calculations were made using the Coulomb software.

Rupture Maule earthquake and whose to magmatic feeding structures with NW-SE direction were adopted like source and receiving structures. The results suggest that the Llaima would be located in an area where this type of stress increased. It also highlights the relative calm and inactivity that has been exhibited for the Llaima since 2010. From 1852 it is observed that the inter-eruptive period contemplates a maximum that exceeds eight years on average, another possible consequence of this transmission of static stress.

In addition to the previous results and in order to have a better knowledge about the magmatic system, and to define relevant structures below the volcano, a temporary seismological network was deployed to spatially complement the permanent instrumental network. The data recorded by 35 stations, were used to find anomalies in the seismic waves velocities using two different techniques (stacking techniques of receiver function and ambient seismic noise tomography). Stacking techniques allow us to observe a low velocity zone located between 8 and 13 km deep, associated with a possible body of magma. Ambient seismic noise tomography was able to identify two low velocity zones, one more superficial located below the volcanic edifice and other deeper located 13 km south-east of the main crater; although there was no direct relationship between these two zones, there is the possibility that the deepest one has a continuity towards the most superficial, following some structure SE-NW. Other contacts with international scientists, allowed to integrate information from the volcano to address results related to the spatial and temporal storage of magma. The seismological results are consistent with the times of magma rise found by them

This work presents the first study carried out for Llaima Volcano, which helps to determine the coeval behavior of eruptive styles, to show the evolution of morphological changes inside the crater and evidences that highlight the participation of at least two fractures placed on the flanks of the volcanic cone. The influence of the Maule earthquake on the decrease of volcanic activity and the occurrence of local tectonic seismicity of the main crater was also evaluated. Several low-velocity zones close to the volcano are revealed from seismological data. The absence of deformation and VT seismicity, without clear premonitions signals of seismicity, together with the sudden onset of the eruptions, suggest an open conduit behavior for this volcano.

Tabla de contenido

Dedicatoria.....	ii
Agradecimientos.....	iii
Resumen.....	v
Abstract.....	viii
Índice de figuras.....	xiv
Índice de tablas.....	xvi
CAPÍTULO I: Introducción general.....	1
1.1 Introducción.....	1
1.2 Marco tectónico y geológico regional.....	4
1.3 Geología local.....	4
1.4 Estudios recientes sobre el volcán Llaima	5
1.4.1 Estudios de deformación.....	5
1.4.2 Estudios petrológicos y geoquímicos.....	8
1.4.3 Estudios de tectónica.....	10
1.5 Planteamiento del trabajo de investigación e hipótesis.....	13
1.6 Objetivos.....	13
1.6.1 Objetivo general.....	13
1.6.2 Objetivos específicos.....	14
1.7 Obtención de datos y metodología.....	14
1.7.1 Datos sismológicos.....	14
1.7.2 Metodología de trabajo.....	16
1.8 Estructura de la Tesis.....	19
CAPÍTULO II: Eruptive sequence and seismic activity of Llaima volcano (Chile) during the 2007-2009 eruptive period: Inferences of the magmatic feeding system....	21
2.1 Resumen.....	21
2.2 Abstract.....	22
2.3 Introduction.....	23
2.4 Geological setting and eruptive history.....	25
2.5 Data and methodologies.....	27

2.6 Observations of the eruptive activity during 2007-2009.....	30
2.6.1 Precursory activity (May – December 2007).....	31
2.6.1.1 Phase 0: 2006 - May 25, 2007.....	31
2.6.1.2 Phase 1: May 26 – December 31, 2007.....	29
2.6.2 Violent strombolian- and hawaiian-style eruption, phase 2: (January 1-2, 2008).....	33
2.6.3 Low energy post-eruptive activity, phase 3: (January 3-21, 2008).....	35
2.6.4 Transition between hawaiian and strombolian eruptions, phase 4: (January 22 to February 12, 2008).....	36
2.6.5 Low level seismic activity, phase 5: (February 13 to June 26, 2008).....	38
2.6.6 Reactivation of the transitional hawaiian/strombolian activity, phase 6: (June 27 to July 28, 2008).....	39
2.6.6.1 Eruptive episode 1: June 27 to July 11.....	39
2.6.6.2 Eruptive episode 2: July 14 to 15.....	41
2.6.6.3 Eruptive episode 3: July 19 to 20.....	41
2.6.6.4 Eruptive episode 4: July 26 to 27.....	41
2.6.7 Continuous low level activity, phase 7: (July 28, 2008 to March 30, 2009)..	42
2.6.8 Mixed strombolian/hawaiian eruptive activity, phase 8: (April 3 to 7, 2009).....	42
2.6.9 Decreasing activity, phase 9: (April 7 to December 2009).....	43
2.6.10 Correlation of Long-Period seismic events between 2007 and 2009.....	43
2.7 Discussion.....	45
2.7.1 The rapid onset of the eruptions.....	45
2.7.2 Multiple vents, fractures and eruptive styles.....	47
2.7.3 Seismic observations.....	49
2.8 Conclusions.....	50
2.9 Acknowledgements.....	51

CAPÍTULO III: Disminución de la actividad volcánica del Llaima posterior a la ocurrencia del terremoto del Maule de 2010.....	52
3.1 Resumen.....	52
3.2 Introducción.....	52
3.3 Metodología.....	55

3.3.1	Monitoreo sísmico.....	55
3.3.2	Cálculo de mecanismos focales con primeros arribos.....	56
3.3.3	Cálculo de esfuerzos tipo Coulomb.....	57
3.4	Resultados.....	58
3.5	Discusión.....	62
3.6	Conclusiones.....	65
CAPÍTULO IV: Zonas de baja velocidad en el Volcán Llama.....		67
4.1	Abstract.....	67
4.2	Introduction.....	68
4.3	Geological settings.....	71
4.4	Passive seismic networks.....	72
4.5	Noise correlation and dispersion curve measurement.....	72
4.6	Group velocity tomography.....	73
4.7	Group velocity map interpretation.....	74
4.8	Resolution test.....	76
4.9	Conclusions.....	77
CAPÍTULO V: Examining the interior of Llama Volcano with receiver functions.....		78
5.1	Resumen.....	78
5.2	Abstract.....	79
5.3	Materials and methods.....	79
5.3.1	Data collection and initial processing.....	79
5.4	Results.....	79
5.5	Discussion.....	81
5.6	Acknowledgments.....	83
CAPÍTULO VI: Crystal and melt inclusion timescales reveal the evolution of magma migration before eruption		84
6.1	Resumen.....	85
6.2	Abstract.....	85
6.3	Acknowledgments.....	86

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES GENERALES.....	87
REFERENCIAS.....	91



Índice de Figuras

Figura 1.1: Mapa que indica los rasgos tectónicos más generales de la ZVAS, según Stern, 2004.....	3
Figura 1.2: Mapa geológico simplificado del volcán Llaima destacando las unidades del cono Holoceno.....	6
Figura 1.3: Interferogramas obtenidos por Fournier y otros (2010) para varios periodos de actividad 2007-2008.....	7
Figura 1.4: Interferogramas obtenidos por Delgado y otros (2017), para el periodo 2004-2009.....	8
Figura 1.5: Vista esquemática del complejo de diques actuando como reservorios para los magmas del Llaima	9
Figura 1.6: Ilustración que muestra el sistema de alimentación y los procesos magmáticos clave para la desgasificación pasiva continua y las transiciones a erupciones explosivas.....	10
Figura 1.7: Resultados de la transmisión de esfuerzos normales inducidos por el terremoto de Maule obtenidos por Bonali y otros, (2013).....	11
Figura 1.8: Resultados obtenidos por Bonali y otros, 2015.....	12
Figura 1.9: Red instrumental de monitoreo del volcán Llaima.....	16
Figura 2.1: Location of the seismological stations (red triangles) at Llaima volcano.....	27
Figura 2.2: Reduced displacement (D_R) of the continuous seismic record showing the different phases of the 2007-2009 eruptive period	32
Figura 2.3: Violent eruption of 1 January 2008.....	33
Figura 2.4: Seismogram from LLA station for 16:00-22:00 hours on December 31, 2007...	35
Figura 2.5: Activity and morphology of the SE fracture.....	36
Figura 2.6: Strombolian activity and lava emissions during February 2008.....	37
Figura 2.7: Banded TR recorded between January 26 and 28, 2008.....	38
Figura 2.8: Aerial view of the crater in April 2 nd of 2008 highlighting the cessation of lava emissions and remaining fumarolic activity in the nested cones	39
Figura 2.9: Photographs of the 3 and 26 July, 2008 eruptions exhibiting different styles of activity taking place simultaneously	40
Figura 2.10: Moving average of the D_R and spectrogram of banded TR during phase 6 of July 4-8 2008.....	40
Figura 2.11: Aerial photographs of the April 4, 2009 eruption.	43

Figura 2.12: Examples of LP and TR seismicity, shown in chronological order, recorded at station LLA between June 2007 and September 2009.....	44
Figura 2.13: Cross correlation matrix of LP events identified at Llaima volcano at a single station between April-2007 and October-2009.....	45
Figura 3.1: Red instrumental y sismicidad tectónica para el volcán Llaima (2010-2013)....	54
Figura 3.2: Detalle de la sismicidad volcánica (LP y TR) antes y después del terremoto del Maule	59
Figura 3.3: Evidencias de ruptura superficial 300 km al sur del epicentro del terremoto del Maule.....	60
Figura 3.4: Mecanismos focales de la sismicidad tectónica local al sur del Llaima.....	60
Figura 3.5: Cálculo de esfuerzos normales para el terremoto del Maule y estructuras con dirección SE.....	61
Figura 3.6: Frecuencia eruptiva y magnitud de las erupciones para el volcán Llaima entre 1852 y 2019.....	62
Figure 4.1: Geological map modified from Naranjo and Moreno, (2005), and seismic stations location	69
Figura 4.2: Different depths of storage at Llaima volcano (Schindlbeck et al., 2014)	69
Figura 4.3: Stations pair of this study.....	73
Figura 4.4: Example of automatic frequency-time analysis (FTAN), group velocity dispersion curve and number of data observations	74
Figura 4.5: Group velocity maps for different frequencies for Rayleigh waves group.....	75
Figura 4.6: Example to checkerboard resolution test <i>a.)</i> initial model and <i>b.)</i> with cell size by 3 km and distance between stations 2 and 20 km	76
Figura 4.7: Test obtained from synthetic data	77
Figura 5.1: The locations of broadband seismic stations used in this study	80
Figura 5.2: Common conversion point transects around Llaima Volcano	81
Figura 5.3: Long-period epicenters considered in this analysis	82
Figura 6.1: Combined geochemical, seismic, and observed datasets prior to the 2008 eruption	86

Índice de Tablas

Tabla 2.1: Characteristics of the eruptions to 2007-2009 period.....	31
Tabla 2.2: Spectral characteristics, Reduced Displacement (D_R) and observations of the tremor (Tr) and LP seismicity of the 2007-2009 eruptive period for each eruptive phase ...	34
Tabla 3.1: Modelo de capas usado para la localización de eventos sísmicos alrededor del Volcán Llaima (modificado de Bohm y otros, 2002)	57
Tabla 3.2: Modelos de ruptura para el terremoto del Maule, 27 de Febrero de 2010 (modificado de Bonali y otros, 2015).....	58
Tabla 4.1: Permanent and temporary seismological network at Llaima volcano: characteristics	70
Tabla 5.1: Station information for stations with more than 5 receiver functions	80



CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN GENERAL

1.1 Introducción

El proceso de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana ha generado, entre otros efectos, volcanismo continental con un eje activo en la cordillera de Los Andes (Cembrano y Lara, 2009) y la ocurrencia de grandes terremotos (Bilek, 2010) involucrando rupturas con longitudes de centenas de kilómetros paralelas a la fosa (Moreno y otros, 2012). El Volcán Llaima (38.7°S y 71.7°W) es un estratovolcán de composición basáltica a andesita- basáltica ubicado en la Zona Volcánica de los Andes del Sur -ZVAS- (Stern, 2004 y referencias incluidas). Geológicamente para el Llaima se han definido tres unidades evolutivas. La más antigua (pre-Holocena) tuvo un comportamiento predominantemente efusivo que evolucionó hace ~13.000 años A.P. a un periodo más explosivo, destacándose la formación de la ignimbrita de Curacautín. Una segunda etapa de carácter fisural se construyó con numerosos centros adventicios; posteriormente y ~3000 años A.P., cambió a un periodo de formación del cono actual. Su último periodo eruptivo se evidenció en superficie, con el registro de explosiones ricas en ceniza ocurridas durante mayo y junio de 2007, y solo en Enero 1 de 2008 ocurrió la primera erupción con un IEV de 3. Posteriormente y luego de 5 erupciones más, una última sucedió en Abril 4 de 2009 con un IEV igual a 2, seguida por meses de un continuo y sostenido descenso en la actividad volcánica.

En muchos casos volcanes con magmas máficos y de conducto abierto como el Llaima, exhiben persistente desgasificación por lapsos de tiempo que dura meses a años; asimismo en estos volcanes periódicamente pueden ocurrir paroxismos (Ruth y otros, 2016 y referencias incluidas). En el último periodo eruptivo del Volcán Llaima se produjeron varias erupciones donde su inicio fue repentino y con escasas señales premonitorias, principalmente ausencia de eventos sísmicos y anomalías en medidas de deformación. Estudios basados en InSAR (Radar interferométrico de apertura sintética, por su sigla en inglés) mostraron en general mínimos valores y datos poco claros de deformación; relacionado con las ausencias o mínimas deformaciones del terreno previo a las erupciones de enero 1 de 2008 y abril 4 de 2009 en el volcán Llaima, se planteó como alternativas iniciales, un comportamiento de conducto abierto o la ausencia de señales premonitorias para estas erupciones (Fournier y otros, 2010; Bathke y otros, 2011; Remy y otros 2015 y Delgado y otros, 2017).

De otro lado, observaciones en la variación de la actividad volcánica posterior a la ocurrencia de grandes sismos sugiere una relación causa-efecto, lo cual ha sido estudiado con base en metodologías que usan principalmente técnicas de modelamiento numérico, análisis estadístico y/o comparaciones

desde un punto de vista cualitativo y numérico (Brodsky y otros, 1998; Stein, 1999; Hill y otros, 2002; Walter y Amelung, 2007; Eggert y Walter, 2009; Parsons y Velasco, 2009; Watt y otros, 2009). Algunos autores plantean tres tipos de procesos inducidos por la generación de grandes terremotos: cambios en los esfuerzos estáticos, cambios en los esfuerzos cuasi-estáticos y cambios de esfuerzos dinámicos (Hill y otros, 2002; Marzocchi y otros, 2002; Manga y Brodsky, 2006; Walter y otros, 2009; Bonali y otros 2015). Pero mundialmente son escasos los estudios que destacan descensos de la actividad volcánica posterior a la ocurrencia de grandes sismos (Sánchez y McNutt, 2004) y en Chile no existen ejemplos que muestren este comportamiento. Es evidente por la temporalidad de ocurrencia entre terremotos provenientes de la zona de subducción $M_w \geq 8$ y el inicio del periodo eruptivo en mayo de 2007, que no hay una correspondencia que relacione estos dos sucesos (Bonali y otros, 2013; Watt y otros, 2009); en contraste, una notable disminución en el registro de sismicidad volcánica de fluidos ocurre meses después de acontecido el terremoto del Maule (M_w 8.8) del 27 de Febrero de 2010 (longitud de ruptura ~ 500 km y deslizamiento co-sísmico promedio de 15 m -Moreno y otros, 2012-Fig. 1.1-). Segundos más tarde a la generación de este terremoto, un sector al este de la zona ruptura ubicado 17 km al sur del Volcán Llaima, presentó abundante sismicidad tectónica local, advirtiéndose un rompimiento con expresión en superficie y el inicio de un proceso sísmico registrado instrumentalmente. Líneas temporales y mapas de localización sísmica para el Volcán Llaima fueron construidos para detectar anomalías en la ocurrencia de eventos sísmicos sucedidos antes y después del terremoto del Maule. Además, resultados concernientes con la transmisión de esfuerzos estáticos obtenidos con el software Coulomb 3.3 (Toda y otros, 2005), que involucran principalmente características de la fuente (longitud de ruptura del terremoto) y geometría de las estructuras receptoras, indican que esfuerzos inducidos por el terremoto del Maule para el Volcán Llaima, podrían tener efectos que favorecieron a disminuir la apertura de las estructuras activas pertenecientes al sistema magmático alimentador de este volcán. En este contexto Bonali y otros (2013 y 2015), modelan numéricamente los efectos generados por la transmisión de esfuerzos normales a una serie de volcanes holocénicos pertenecientes a la ZVAS, donde es importante destacar la relevancia que tiene el conocimiento relacionado con la geometría de las estructuras productoras y receptoras.

A pesar de que el Llaima es uno de los volcanes más activos y con un mayor número de erupciones documentadas en Sudamérica, poco se conoce acerca del mecanismo de sus erupciones y de su estructura interna. Estudios realizados en depósitos de erupciones recientes (años 2008, 1957 y 1850), realizados por Bouvet de Maisonneuve y otros (2012 a, b), permiten responder interrogantes de dónde

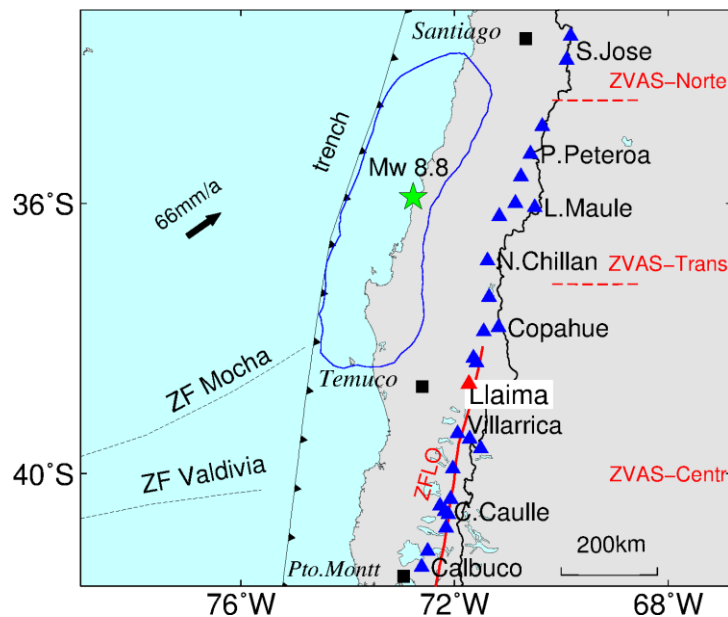


Figura 1.1 Mapa que indica los rasgos tectónicos más generales de la ZVAS, según Stern, 2004. Se indica además la ubicación de algunos de los volcanes activos de la cordillera de Los Andes y en línea azul, la zona de ruptura modelada para el terremoto del Maule de Mw 8.8 según Moreno y otros (2012). ZFLO indica Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (línea roja). El triángulo rojo muestra la posición del Volcán Llaima. Fuente: Elaboración propia.

y cómo los magmas se acumulan, sugiriendo una red compleja de diques como estructuras tabulares. Posteriormente, Ruth y otros (2016) continúan con los análisis petrológicos y geoquímicos, para responder qué procesos geológicos se gatillan en el Llaima para que su estado cambie de desgasificaciones pasivas a erupciones violentas, sugiriendo en sus resultados, dos zonas de almacenamiento de magma con profundidades distintas.

Este trabajo contribuye a conocer el desarrollo eruptivo del volcán Llaima para el periodo 2007-2010. La revisión de la información nos permitió determinar que los inicios de los episodios eruptivos, mostraron un patrón en general sin precursores, lográndose observar solamente cambios sutiles, implicando que el pronóstico de las erupciones haya sido complejo de determinar. Asimismo, se logró evidenciar que la finalización de las erupciones generalmente es de forma repentina. Análisis de datos sismológicos y líneas temporales de sismicidad volcánica, apoyaron los resultados obtenidos mediante observaciones de inclusiones fundidas en olivino realizado en depósitos eruptivos recientes del Llaima, donde se evidencia que los magmas ascendieron con diferentes temporalidades a distintos niveles de almacenamiento en profundidad (Ruth et al., 2018). Complementando el conocimiento relacionado con las estructuras volcánicas para el Volcán Llaima, un tema pobremente explorado, dos técnicas sismológicas fueron utilizadas previo despliegue de una red de estaciones sismológicas temporal, con el

fin de encontrar cuerpos magmáticos pertenecientes al sistema volcánico. Los datos colectados durante enero a abril de 2015 permitieron discriminar zonas de baja velocidad con distintas profundidades en el volcán Llaima.

1.2 Marco tectónico y geológico regional

El ambiente tectónico en la ZVAS (33°S–46°S) está caracterizado por una suave pero notable convergencia dextral oblicua entre las placas de Nazca y Sudamericana a una velocidad media aproximada de 7 cm/año (Cembrano y Lara, 2009; Lavenue y Cembrano, 1999; Bonali y otros, 2013), valor que ha permanecido constante durante los últimos 30 Ma (Tassara y otros, 2007). La ZVAS muestra variaciones significativas en el espesor de la corteza y el estilo tectónico, los cuales son factores de primer y segundo orden que controlan las asociaciones volcano-tectónicas en la mencionada zona (Cembrano y Lara, 2009).

Al norte del Llaima cercano a la latitud 38°S (Fig. 1.1) inician cerca de 1200 km de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), la cual se extiende hacia el sur con un dominio hasta los 47°S. Señales cinemáticas registradas a lo largo de esta estructura, ayudan a entender la manera en la cual el vector de deslizamiento entre Nazca-Sudamericana, ha sido particionado en deformación y desplazamiento a lo largo y a través del margen continental (Cembrano y otros, 1996). La ZFLO es una de las zonas de falla con movimiento lateral activo más grandes como consecuencia de una zonas de subducción, y está caracterizada por una serie de lineamientos con dirección NNE-SSW, fallas y zonas de cizalla dúctil a lo largo del reciente arco magmático. Zonas de cizallamiento dúctil a frágil evidencian que la ZFLO ha estado activa como una estructura de movimiento lateral derecha transpresional, al menos durante los últimos 6 Ma (Cembrano y Lara, 2009). Los movimientos de característica dextral, son obtenidos por solución de tensor de momento, dominando la cordillera principal entre 34°S y 46°S (en Cembrano y Lara, 2009).

1.3 Geología local

A diferencia de lo que sucede en el arco volcánico entre 33°S y 37°S, los volcanes recientes al sur de la latitud 38°S se construyen directamente sobre rocas plutónicas Meso-Cenozoicas del Batolito Patagónico (Cembrano y Lara, 2009). Según Naranjo y Moreno (2005), el volcán Llaima cubre un área cercana a los 500 km² y tiene un volumen aproximado de 400 km³, siendo uno de los volcanes más voluminosos de los Andes del Sur. Específicamente está localizado en la provincia petrográfica central del segmento tectónico de la ZVAS (López-Escobar y otros, 1995; Stern, 2004; Figura 1.1), provincia

que está compuesta por una serie de basaltos y riolitas, con una predominancia de basaltos y andesitas basálticas (López-Escobar y otros, 1995). La ubicación del volcán Llaima y algunos centros eruptivos menores está asociada con la presencia de lineamientos de tendencia NNE pertenecientes a la ZFLO, la cual es paralela a la tendencia general del arco volcánico. La distribución de los estratovolcanes en la ZVAS está principalmente restringida a los lineamientos cuya tendencia es oblicua con respecto al eje del arco magmático.

El basamento del volcán está formado principalmente por tres unidades con edades entre el Mioceno y Pleistoceno (Naranjo y Moreno, 2005). La unidad más antigua corresponde al grupo Plutónico Melipeuco (Mioceno); sobre esta unidad se construyeron cadenas volcánicas del Plioceno-Pleistoceno (Formación Malleco) y algunas estructuras volcánicas más recientes, asociadas con la actual cadena volcánica. En el volcán Llaima se han definido tres unidades evolutivas (Naranjo y Moreno, 2005). La primera y más antigua predominantemente efusiva, está representada por un volcán de escudo, donde el edificio se construyó por flujos de lava de edad pre-Holocena, de composición andesita-basáltica y escasos basaltos y andesitas (Llaima Ancestral), (Fig. 1.2). Este comportamiento eruptivo cambió a un período de actividad explosiva hace ~13.000 años A.P. con la formación de la Ignimbrita de Curacautín de composición andesita-basáltica. Junto con el colapso del edificio volcánico, los depósitos de la ignimbrita se pueden encontrar hasta 20 km desde la fuente inferida; la etapa explosiva continuó con erupciones plinianas y flujos piroclásticos dacíticos a andesíticos hasta los 7000 años A.P. Una segunda unidad de tipo fisural se construyó en el flanco occidental y norte del volcán, con numerosos centros eruptivos adventicios (Llaima Fisural), (Fig. 1.2). Un posterior periodo inicia con la formación del cono principal (Llaima Actual), el cual habría empezado con posterioridad a los 3000 años A.P., desarrollando un estilo efusivo y explosivo, con emisión de lavas y piroclastos (Naranjo y Moreno, 2005).

1.4 Estudios recientes sobre el volcán Llaima

1.4.1 Estudios de deformación

Estudios de interferometría basados en InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar, por su sigla en inglés), realizados para calcular deformación volcánica en Latinoamérica (Fournier y otros, 2010), mostraron para el Llaima, datos que indican deformación sugiriendo levantamiento y subsidencia mayor a 11 cm, localizada hacia el flanco E (Fig. 1.3). Aunque la razón de esta deformación es desconocida, parece iniciar en diciembre de 2007 y estar relacionada con la erupción de enero/febrero de 2008. Una observación en terreno sugiere que esta deformación estaría asociada con depósitos laháricos o sectores de colapso.

Bathke y otros (2011), resaltan la deficiencia en el conocimiento acerca de los procesos físicos y cámara magmática del volcán; exhiben resultados de InSAR entre 2003-2008, cubriendo los periodos sin- y post- eruptivos. Los cálculos sugieren la ubicación de un cuerpo magmático estable desplazado ~1 km al sureste del cráter activo; la posición de la subsidencia se ubica en un rango entre 6-12 km de profundidad, mientras que la fuente de inflación se encuentra a una profundidad algo menor entre 4 a 9 km. Aunque se hallan a profundidades similares dentro de los rangos de incertidumbre, parece que la fuente de inflación tiende a ser más superficial.

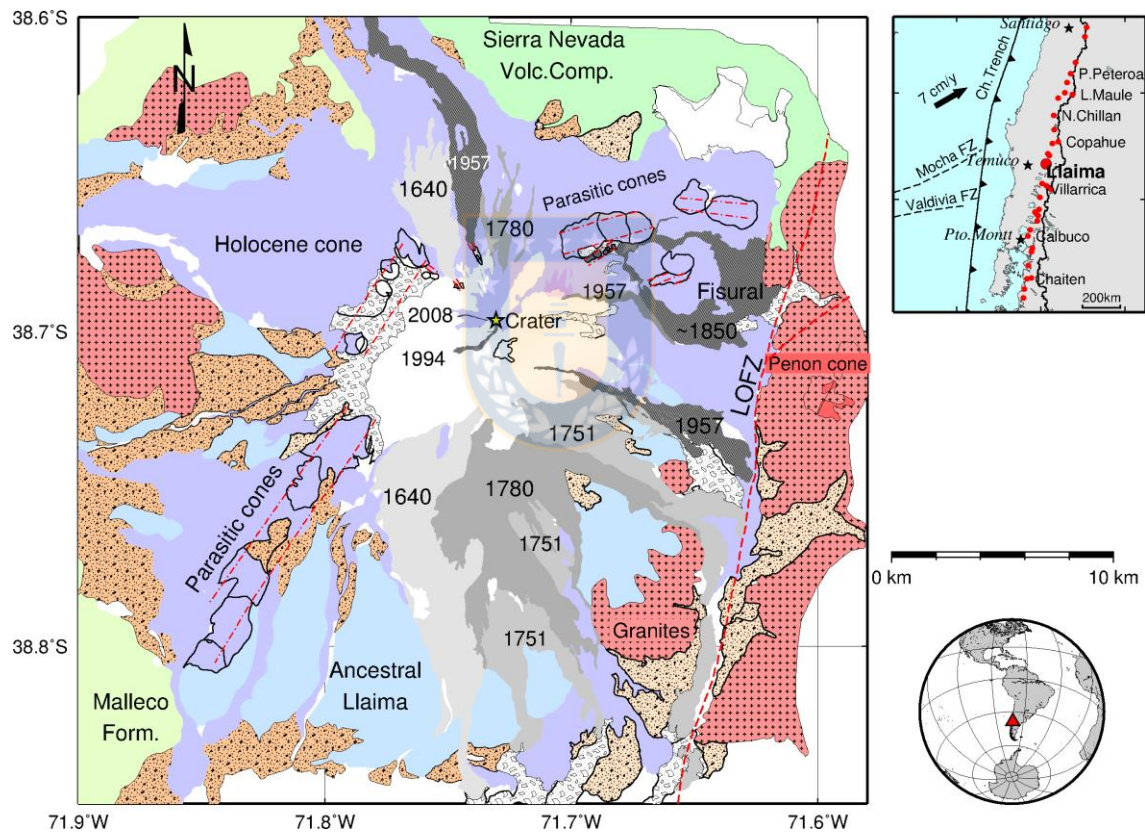


Figura 1.2 Mapa geológico simplificado del volcán Llaima destacando las unidades del cono Holoceno. Los números sobre los polígonos de distintos colores indican el año de los flujos de lavas más recientes. LOFZ corresponde al sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui. A la derecha se muestra la ubicación tectónica general del Llaima y la ubicación global. Fuente: Modificado de Naranjo y Moreno (2005).

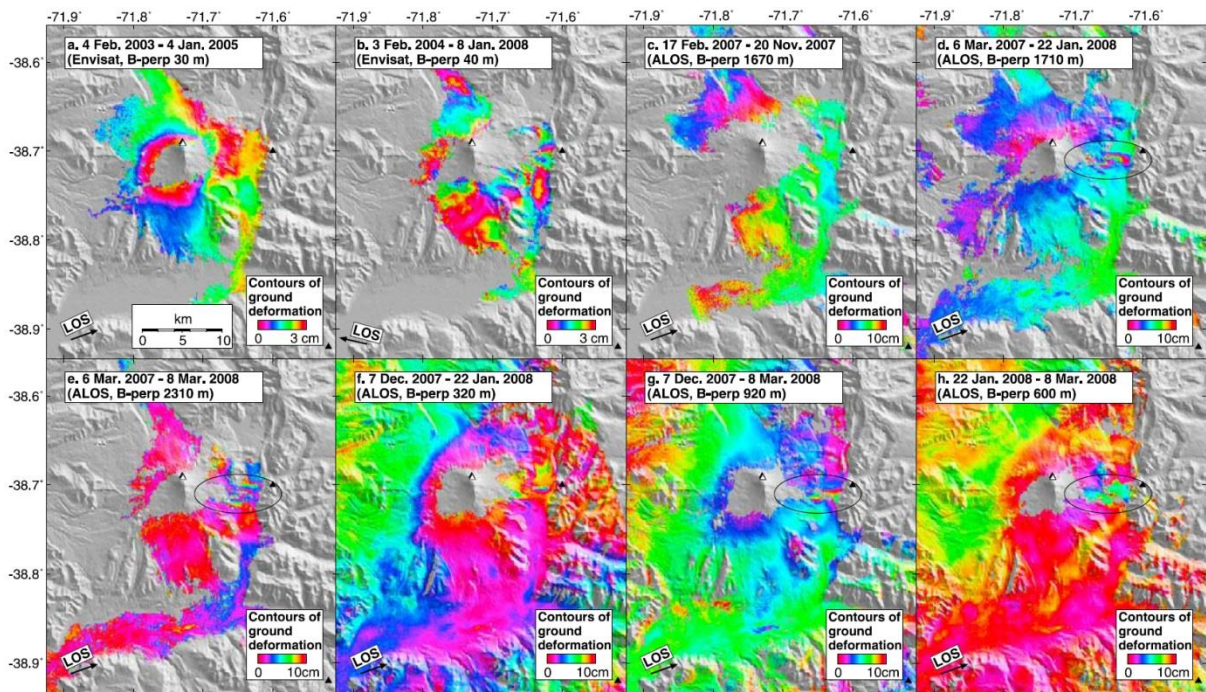


Figura 1.3 Interferogramas obtenidos por Fournier y otros (2010) para varios periodos de actividad 2007-2008. Los resultados muestran una sutil deformación, ausente o no muy clara previa a la erupción del 1 de Enero de 2008 en el volcán Llaima. Algunos interferogramas muestran una sutil subsidencia en el flanco Este, posiblemente relacionado a la actividad de finales del 2007 e inicios del 2008 (óvalo). Fuente: Fournier y otros (2010).

En contraste con los estudios anteriores, Remy y otros (2015), realizaron análisis de InSAR para el periodo 2003-2011, corrigiendo ciertas dificultades relacionadas con condiciones ambientales específicas y la limitada cantidad de datos disponibles. Sus resultados concluyeron que no hubo deformación detectable relacionada con una fuente magmática para el periodo analizado.

Recientes estudios de Delgado y otros (2017), con base en observaciones de InSAR de múltiples satélites entre 2002 y 2015, analizaron las épocas de deformación en tres volcanes que hicieron erupción en este lapso de tiempo. Para la erupción del volcán Llaima de Abril 3 de 2009, indican que estuvo precedida por una inflación del terreno (~6-15 cm) un mes antes, para una fuente con ~5 km debajo de la superficie al lado oeste del edificio volcánico. No encontraron evidencias claras de deformación para la erupción de Enero 1 de 2008 (Fig. 1.4), debido posiblemente a que la deformación ocurrió solo horas previas a la erupción, o fue demasiado pequeña para ser revelada, muy profunda o difícil de detectar para volcanes de conducto abierto.

1.4.2 Estudios petrológicos y geoquímicos

Resultados petrológicos (Bouvet de Maisonneuve y otros, 2012 a, b), se usaron para entender dónde y cómo los magmas se acumularon previo a las erupciones 2008-2009 en el Llaima. Se encontró una serie de argumentos que implicaban que los magmas se almacenaron a profundidades someras entre ~2 km y un máximo de 6 km, por debajo de la base del edificio. La alta frecuencia de las erupciones históricas en el Llaima, implican una alta frecuencia de eventos de reposición de magma. Argumentan que la recarga de magma es un potencial mecanismo de liberación y el magma nuevo es probable que sea más caliente y más máfico que el magma residente. Sugieren en sus resultados una compleja red de diques (Fig. 1.5), responsables del almacenamiento de los magmas. Asumen que los diques individuales poseen dimensiones entre 3-4 km de profundidad, ~5 km de largo y pocas decenas de metros de ancho. La extrusión de magma desde varios diques explicaría los volúmenes de magma observados para la erupción 1955-1957.

Ruth y otros (2016), continúan con los estudios petrológicos complementando las ideas que expliquen qué sucede cuando se generan estas rápidas transiciones desde pasiva desgasificación por largos periodos de tiempo, a erupciones explosivas violentas con escasas señales precursoras. Hacen para ello un análisis textural y geoquímico de escorias sobre productos de la erupción de Enero 1 de 2008. Encontraron dos clases distintas de esas escorias las cuales proveen evidencias para indicar que los magmas almacenados más superficialmente (~4 km), se tornan más ricos en cristales y probablemente, reológicamente más rígidos como resultado de la desgasificación pasiva prolongada. Revelan que las concentraciones de H₂O y CO₂ en las muestras analizadas, son consistentes con un sistema de desgasificación abierto. Las presiones de entrapamiento en las inclusiones fundidas están en un rango desde 8 a 342 MPa, agrupadas en dos distintos rangos de profundidad: 8-100 MPa (0,3 a ~4 km) y > 100 MPa (4-14 km), sugiriendo que esta erupción aprovechó un sistema de alimentación profundo (Fig. 1.6). Consecuentemente y debido a la prolongada desgasificación del sistema alimentador superficial, el magma cristalizó y aumentó su viscosidad.

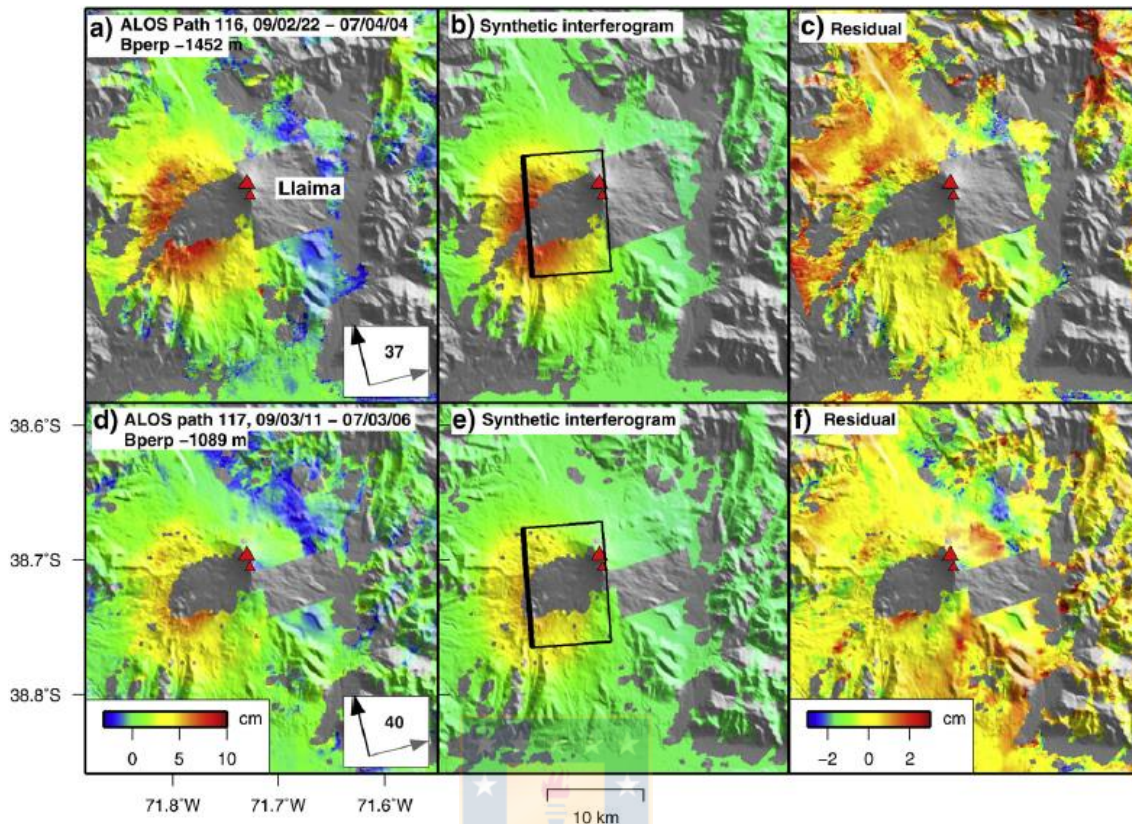


Figura 1.4 Interferogramas obtenidos por Delgado y otros (2017), para el periodo 2004-2009. El rectángulo negro es la proyección superficial del "sill" inferido y que precedió la erupción de abril de 2009. Fuente: Delgado y otros (2017).

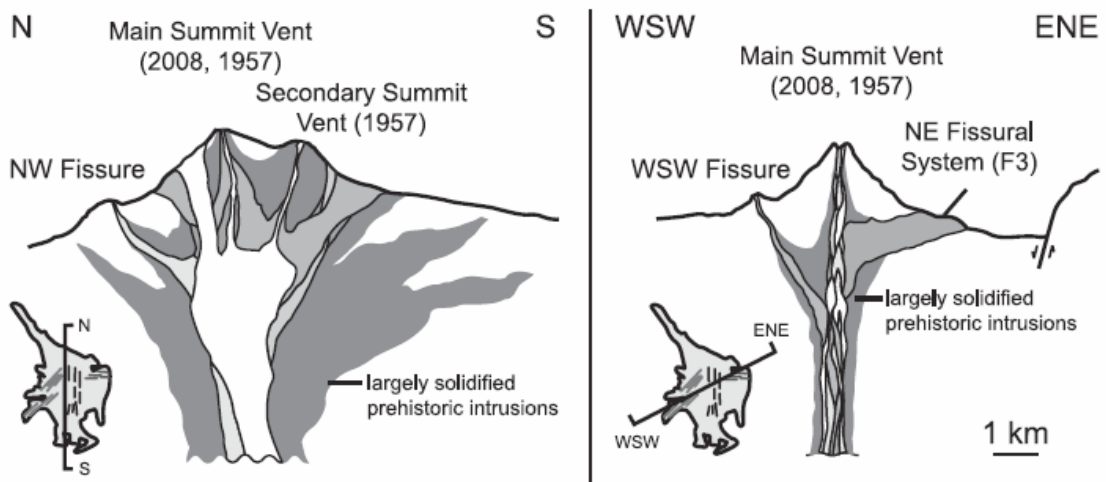


Figura 1.5 Vista esquemática del complejo de diques actuando como reservorios para los magmas del Llaima. La geometría podría estar acorde con la distribución de *vents* en la base del edificio volcánico, los que están controlados por la dirección de las fallas. Fuente: Bouvet de Maisonneuve y otros (2012 a).

1.4.3 Estudios de tectónica

Bonali y otros (2013), analizaron mediante modelamiento numérico y recolección de datos en campo, la incidencia de 4 terremotos con magnitud $M_w \geq 8$, ocurridos desde 1906 próximos a sesenta volcanes de edad Holocena de la Zona Volcánica de los Andes del Sur. Los resultados indicaron que cambios en los esfuerzos estáticos normales, tuvieron capacidad de gatillar fenómenos volcánicos observados hasta distancias de 353 km con relación al epicentro. Ellos analizaron los efectos sobre volcanes al momento sin actividad eruptiva, incluyendo algunas características para este análisis tales como, profundidad de la cámara magmática, composición y viscosidad del magma, configuración de tectónica local y dimensiones del volcán. Para el volcán Llaima, asocian que la erupción del 25 de noviembre de 1990 ocurrió cinco años después del terremoto M_w 8.0 de 1985. Otros terremotos, incluido el Maule de 2010, parecen no haber tenido ningún efecto visible para la actividad del volcán Llaima (Fig. 1.7).

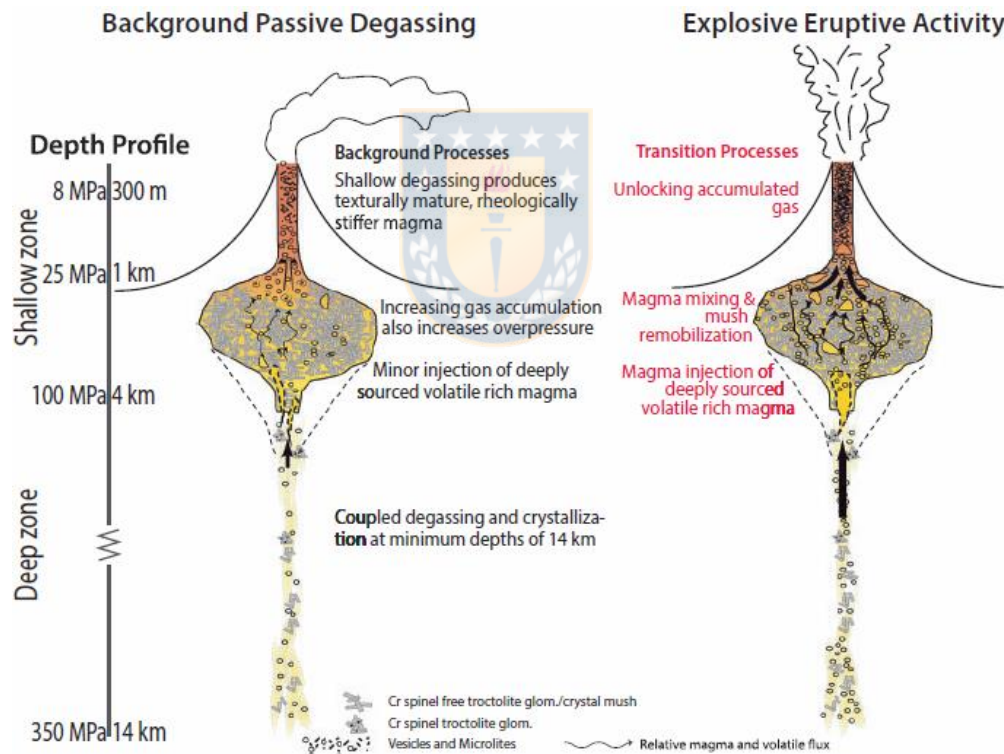


Figura 1.6 Ilustración que muestra el sistema de alimentación y los procesos magmáticos clave para la degasificación pasiva continua y las transiciones a erupciones explosivas. (*izquierda*) Estados de degasificación pasiva; (*derecha*) cambios a actividad eruptiva violenta. Fuente: Ruth y otros (2016).

Posteriormente, Bonali y otros (2015) realizan un análisis de sensibilidad para cambio de esfuerzos estáticos en los conductos alimentadores de magma debajo de los volcanes, inducido por el terremoto del Maule M_w 8.8 de 2010. Usaron seis modelos diferentes de deslizamiento de falla finita para calcular este cambio de esfuerzos producido por el deslizamiento co-sísmico en dirección normal a varios diques alimentadores teóricos con diversas orientaciones (Fig. 1.8). Los resultados indican distintas magnitudes de cambio en el esfuerzo de acuerdo a la geometría y orientación de los conductos, en particular a los orientados N-S y NE-SW, los cuales sufren un descenso en la magnitud del esfuerzo normal ejercido sobre los diques alimentadores; en contraste existe un aumento en el valor del esfuerzo para los diques con orientación NW-SE y E-W, los cuales advierten un efecto de *clamping*. Sus resultados también sugieren que la orientación de los conductos juega el rol más relevante en el cambio de esfuerzos inducido, mientras que la profundidad de la cámara magmática, no fue un parámetro clave para los cálculos realizados.

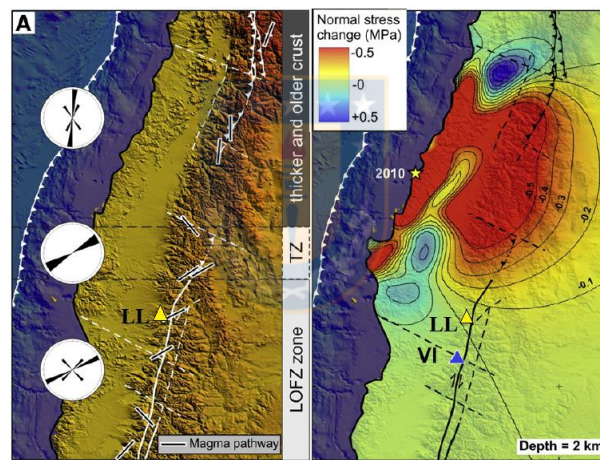


Figura 1.7 Resultados de la transmisión de esfuerzos normales inducidos por el terremoto de Maule obtenidos por Bonali y otros, (2013). (izquierda) Estructuras tectónicas relevantes; los diagramas rosa indican la orientación de las principales estructuras alimentadoras de magma en cada zona tectónica; (derecha) resultados de los esfuerzos normales, rojo representa una disminución del esfuerzo sobre la estructura receptora (*unclamping*), azul representa un aumento (*clamping*). LL y el triángulo amarillo indican la ubicación del Volcán Llaima. Fuente: Modificado de Bonali y otros (2013).

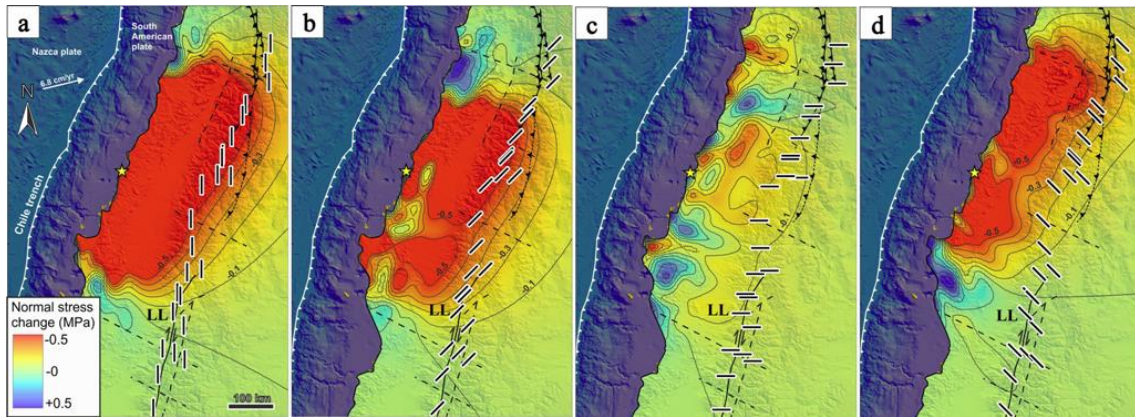


Figura 1.8 Resultados obtenidos por Bonali y otros, 2015. Áreas que indican el cambio de esfuerzos estáticos normales inducidos por el terremoto del Maule (M_w 8.8) obtenidos para cuatro hipotéticos diques verticales alimentadores N-S (a), NE-SW (b), E-W (c) y NW-SE (d). La estructura indicativa para el Volcán Llaima, están marcadas con LL. Fuente: Bonali y otros (2015).



1.5 Planteamiento del trabajo de investigación e hipótesis

Se pueden plantear varias preguntas que podrían contribuir a la formulación de la hipótesis de trabajo:

- ¿Cuál fue la sismicidad asociada al último periodo eruptivo? La caracterización de esta sismicidad y un análisis de las observaciones superficiales contribuirá a entender, qué tipo de estilos eruptivos se desarrollaron durante este periodo?
- ¿Fueron todas las erupciones del periodo eruptivo similares o hubo variación al comparar sus principales características?
- Según estudios petrográficos, el sistema alimentador superficial del volcán está compuesto por múltiples estructuras. Tienen expresión en superficie estas múltiples estructuras?
- ¿El descenso en la actividad sísmica del Llaima relacionada al movimiento de fluidos, ocurre como incidencia del terremoto del Maule?
- ¿La aparición de abundante actividad sísmica ubicada 17 km al sur del volcán Llaima es causada por este terremoto?

Las anteriores preguntas nos conducen a plantear la siguiente hipótesis inicial de trabajo: **Las erupciones del volcán Llaima durante el periodo 2007-2009 exhibieron un comportamiento similar. Una disminución en su actividad eruptiva, está relacionada con la ocurrencia del terremoto del Maule del año 2010 (M_w 8.8), quien a la vez activó una fuente sísmica cercana ubicada al sur del volcán.**

Al abordar esta hipótesis, conoceremos en mayor detalle el desarrollo eruptivo para el volcán Llaima y contribuiremos a mostrar la respuesta de un sistema volcánico en su etapa final de actividad y su relación con los esfuerzos transmitidos por este terremoto de subducción con ocurrencia cercana.

1.6 Objetivos

1.6.1 Objetivo general

- Caracterizar la actividad sísmica y superficial del volcán Llaima durante el período 2007 – 2010 y establecer su relación con el terremoto del Maule de febrero 27 de 2010.

1.6.2 Objetivos específicos

- Caracterizar desde un punto de vista sismológico cualitativamente y cuantitativamente los inicios y finales de las erupciones incluidas en este periodo eruptivo.
- Caracterizar cada uno de los episodios eruptivos tomando atención en las observaciones superficiales y aspectos sobresalientes de la sismicidad volcánica.
- Cuantificar los efectos del terremoto del Maule en el incremento de la sismicidad local al sur del volcán y disminución de la actividad volcánica.

1.7 Obtención de datos y metodología

1.7.1 Datos sismológicos

El inicio de monitoreo instrumental en el volcán Llaima coincidió con las primeras observaciones realizadas a los volcanes Villarrica, Calbuco, Osorno y Grupo Carrán-Los Venados antes del año 2000. En ese tiempo, solo una estación sismológica de corto período fue instalada por volcán y la información era almacenada localmente, luego rescatada y posteriormente observada sin llegar a realizar análisis detallado de la misma. Antes de la erupción de 2008, en el volcán Llaima solo se encontraban operativas dos estaciones ubicadas a 9,2 km (LLA) y 17 km (MEL) de distancia al cráter (Fig. 1.9), con datos que eran rescatados en terreno. Estas dos estaciones estaban compuestas por un sensor L4C de una componente y periodo natural de 1 Hz; la digitalización de los datos se hacía utilizando una tarjeta no comercial con una tasa de 50 muestras/segundo y los registros eran obtenidos en formato binario de 16 bits. Dos estaciones sismológicas adicionales fueron instaladas utilizando igual configuración, meses posteriores a la erupción de Enero 1 de 2008, LAV a 7,3 km y PAI a 21 km (Fig. 1.9). En abril de 2008 las cuatro estaciones funcionaban de forma estable, usando para su transmisión telemetrías cortas con almacenamiento de los datos en un nodo informático en la dependencia de Carabineros Chile en la localidad de Melipeuco.

Luego de las erupciones de los volcanes Llaima y Chaitén, sucedidas en Enero y Mayo de 2008, se implementó un proyecto cuya finalidad consistió en instalar instrumentación en los volcanes más activos del país. Es así como el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) constituye el departamento de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV), ampliando y modernizando el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS). El avance de este proyecto permitió instalar y complementar la red instrumental de monitoreo para los 45 volcanes listados primeros en el ranking de peligrosidad para Chile (Lara y Calderón, 2015). Para el volcán Llaima se amplió su equipamiento y fueron instaladas además de estaciones sismológicas, estaciones de GPS, inclinómetros electrónicos,

cámaras de observación fija y sensores de gases por absorción espectroscópica (DOAS). Esta nueva red se ubicó a distancias que oscilan entre 1 km y 21 km con relación al cráter activo (Fig. 1.9).

Para los datos sísmicos posteriores a la complementación de la red instrumental a finales del año 2009, prosiguió un procesamiento manual de clasificación y cuantificación, empleado en el OVDAS y en general procesamientos similares a los utilizados por observatorios volcanológicos a nivel mundial. Una vez los sismos fueron discriminados y clasificados, su localización fue realizada de acuerdo con criterios mínimos (registrado en 4 o más estaciones y al menos 5 fases sísmicas). Dentro de esta sismicidad, la clase eventos tectónicos cercanos al Llaima o locales fueron localizados utilizando el programa Hypo71pc (Lee y Valdés, 1985) y los eventos LP fueron localizados siguiendo la metodología descrita por Battaglia y Aki (2003), basados principalmente en la atenuación de las amplitudes sísmicas desde el origen con la distancia (capítulo 2).

Con el fin de obtener información relacionada con las principales estructuras que componen el sistema magmático del volcán Llaima, una red temporal de estaciones sismológicas de banda ancha (0,03 a 50 Hz) y tres componentes, fue desplegada en el verano de 2015 en conjunto con las universidades Boise State y North Carolina at Chapel Hill (Estados Unidos) y el OVDAS-RNVV-Sernageomin. Esta red temporal estuvo compuesta por 26 estaciones distribuidas desde el cráter y hasta distancias máximas de 35 km, con almacenamiento de datos en ordenadores locales. Este experimento contribuyó a obtener imágenes de zonas con contrastes de velocidad usando dos métodos distintos: ruido sísmico ambiental (capítulo 4) y función receptor (capítulo 5).

Los registros sísmicos digitales pertenecientes a los años 2007-2009 en formato binario, fueron convertidos a ASCII con el fin de analizar la variación de la amplitud de la señal sísmica (Desplazamiento Reducido, D_R , Fehler, 1983; y medida de la amplitud sísmica, RSAM, Endo y Murray, 1991), discriminar la clase de los eventos y su posterior localización (capítulo 2). Los datos obtenidos para cuantificar temporalmente el tamaño de la señal sísmica, son consistentes con los resultados que se basan en análisis de inclusiones fundidas en olivinos; estos resultados suministraron indicios de la evolución del magma antes de la erupción de Enero 1 de 2008 (capítulo 6).

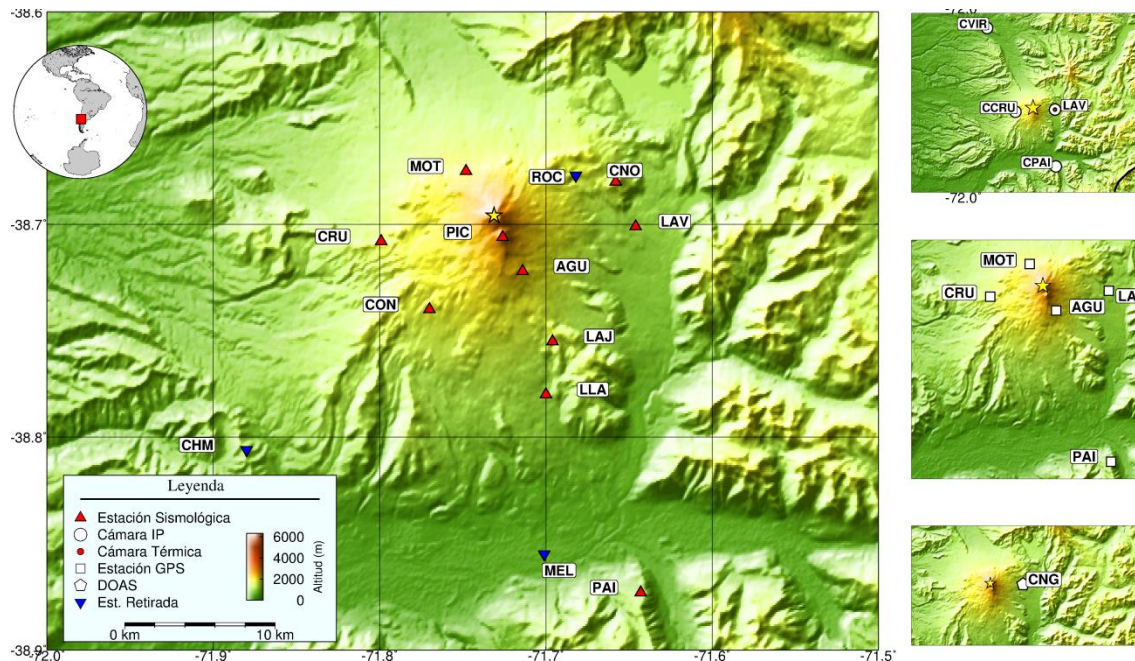


Figura 1.9 Red instrumental de monitoreo del volcán Llaima. Se indica con distintos símbolos, la distribución del equipamiento actual con la que se hace vigilancia a la actividad del volcán desde el año 2010. Fuente: Elaboración propia.

1.7.2 Metodología de trabajo

Poco se conoce acerca del comportamiento y desarrollo eruptivo del volcán Llaima. Este trabajo aporta las primeras descripciones sismológicas y observaciones visuales en detalle, que contribuyen al entendimiento de los estilos desarrollados por el volcán en su último periodo eruptivo (capítulo 2), asimismo que su relación con el sistema alimentador superficial y qué influencia pudo haber tenido el terremoto del Maule del 2010 sobre su comportamiento (capítulo 3).

Una tarea esencial fue rescatar los archivos sismológicos digitales existentes y convertirlos a un formato estándar para su discriminación y posterior cuantificación. Es así como el primer y segundo objetivo específico involucran aspectos sismológicos que engloban el desarrollo de las etapas pre- sin- y post-eruptivas de ese periodo 2007-2010, caracterizando el tipo de señal sísmica volcánica involucrada, siguiendo los criterios propuestos por Lahr y otros, (1994); Chouet, (2003) y Chouet y Matoza, (2013). A su vez, se calculó el tamaño de la señal continua para el lapso 2007-2009, empleando cuantificadores mundialmente usados para esta finalidad como el D_R y RSAM, haciendo énfasis en las fases eruptivas. En este paso se construyeron las líneas de tiempo que ayudaron a identificar las variaciones de la energía sísmica durante las etapas eruptivas. Observando que la sismicidad LP y tremor era dominante en un 99% de los registros y que los eventos LP no tenían una firma en la señal semejante que hiciera inferir

fuentes comunes, se procedió a realizar una comparación de la forma de onda para un set de ~2000 eventos escogidos manualmente. Estos eventos fueron seleccionados por presentar tamaños $>2\mu\text{m/s}$, que sumado a un bajo nivel de ruido en la estación ($<0.1\ \mu\text{m/s}$) garantizó una claridad en el registro, a su vez que se evitó elegir aquellos que estuvieran sobreimpuestos en otros tipos de señales registradas. Se calculó una correlación cruzada entre formas de onda y se mostró en una matriz con colores los coeficientes de correlación entre los distintos eventos. Sismicidad LP fue localizada a partir de 2010 una vez que se complementó la red instrumental de monitoreo. Durante este proceso eruptivo, la sismicidad VT estuvo ausente y solo sismicidad tectónica cercana fue registrada. Este tipo de eventos fueron localizados usando programa Hypo71PC y el modelo de capas planas propuesto por Bohm y otros (2002).

Características derivadas de las observaciones visuales, los cuales contribuyen al desarrollo de los objetivos principal y objetivos específicos 1 y 2, fueron ampliamente analizadas desde los reportes técnicos realizados por el personal de Sernageomin durante la etapa eruptiva. De igual forma, un compendio de aproximadamente 2000 fotografías, fue observado con el fin de comparar, escoger y determinar los hitos más importantes del desarrollo eruptivo.

En conjunto, líneas de tiempo con energía de las señales sísmicas, análisis de la sismicidad, como aspectos visuales relevantes en el proceso eruptivo, favoreció la discriminación de las distintas fases eruptivas propuestas en este trabajo.

Una vez ocurrido el terremoto del Maule del 27 de febrero de 2010, abundante sismicidad TL fue registrada. Una vez localizada esta sismicidad, se procedió a calcular los mecanismos focales utilizando la característica de los primeros arribos impulsivos de la onda P en las componentes verticales de los sensores sismológicos. Se usó el programa FOCMEC (Snoko y otros, 1984), usando el ambiente gráfico incluido en el software SEISAN (Earthquake Analysis Software, Havskov y Ottemoller, 1999), para discriminar los primeros arribos y calcular los mecanismos de fuente.

Para calcular la transmisión de esfuerzos ejercida por el terremoto del Maule hacia la zona del volcán Llaima y evaluar el tercer Objetivo Específico, se empleó el software desarrollado en Matlab® Coulomb 3.3 (Toda y otros, 2005), el cual se basa en las ecuaciones diseñadas por Okada (1992). Se requiere indicar las estructuras generadora y receptoras; en este caso se tomó la longitud de ruptura propuesta por Vigny y otros, (2011) para el terremoto del Maule como estructura generadora. Como

receptoras se utilizaron estructuras con lineamientos relevantes observados en los mapas de elevación digital y coherentes con el modelo de cizalla de Riedel (en Davis y otros, 2000), los cuales a su vez contenían indicios de sismicidad y resolución de mecanismos de fuente obtenido por primeros arribos.

Con el objetivo de obtener y complementar resultados conducentes a mejorar el conocimiento relacionado con estructuras relevantes del sistema magmático del volcán, se realizaron contactos con grupos de investigadores internacionales. En este sentido geólogos y geofísicos de los EEUU, estaban enfocados en aplicar técnicas sismológicas para encontrar zonas con contrastes de velocidad sísmica alrededor del Llaima. Se aprovechó el despliegue de una red de estaciones sísmicas temporales y en conjunto con profesionales de las universidades de Boise State y North Carolina at Chapel Hill, se realizaron labores persiguiendo este fin (Dr. T. Dylan Mikesell y el geólogo Jordan Bishop ahora en la Universidad de Alaska Fairbanks, EEUU). Otro grupo de geólogos del Observatorio de la Tierra de Singapur (principalmente la Dr. Dawn Ruth, ahora en la Universidad de Ohio, EEUU), continuaron realizando análisis petrológicos y geoquímicos a depósitos de erupciones recientes del Llaima, con el fin de relacionar espacial y temporalmente los ascensos del magma durante el último periodo eruptivo.

Los datos provenientes de la red de 26 estaciones sismológicas temporal desplegada en el volcán Llaima durante el verano de 2015, complementados con los sensores de la red sismológica permanente del Sernageomin, sirvió para registrar la energía proveniente de la interacción del oleaje del mar con la costa (registro de ondas tipo Rayleigh). Recientes estudios han mostrado que la Función de Green o la respuesta del impulso de un medio entre dos estaciones de monitoreo, puede ser reconstruido calculando la correlación cruzada a un campo de onda difuso registrado en esos mismos receptores (Mordret, 2010); como si un receptor fuera una fuente impulsiva y el otro registrara esta señal. En sismología Campillo y Paul (2003) recobraron las funciones de Green a partir de la correlación cruzada de la coda de los sismos, mientras otros estudios utilizaron el ruido sísmico ambiental (ASN, por su sigla en inglés). Esta técnica del ASN fue empleada para realizar una tomografía en el volcán Llaima (capítulo 4). Los registros sísmicos de la red de estaciones fueron aprovechados además, para calcular la función receptor en los sitios de las estaciones instalados. Este cálculo se hizo con base en el registro de sismicidad lejana (capítulo 5), en una investigación de Bishop y otros (2018), donde en conjunto con las localizaciones de sismicidad LP 2010-2013 para el Llaima, permite complementar el trabajo (capítulo 5).

Los análisis petrológicos y geoquímicos de inclusiones fundidas en olivinos, liderados por Ruth y otros (2018), en los cuales se identifican ascensos magmáticos con indicadores de profundidades y temporalidad, fueron combinados con datos que mostraban cambios en los niveles de la energía sísmica volcánica, calculados en la estación LLA para el año 2007 (capítulo 6).

La ampliación de los conceptos teóricos de cada una de las metodologías utilizadas puede ser encontrada en el marco metodológico incluido en los capítulos 2, 3, 4 y 6 del presente trabajo de investigación.

1.8 Estructura de la Tesis

Como se observó, el capítulo 1 del presente trabajo está compuesto por la Introducción general de esta investigación, seguido por una descripción que enmarca el contexto geológico y tectónico del Volcán Llaima. Se destaca en su geología local, las principales unidades evolutivas que relatan un Llaima Ancestral, uno Fisural y el cono actual. Posteriormente y aunque son relativamente pocos los estudios específicos realizados, desde el 2008 existe una variedad de investigaciones que son agrupadas para el volcán en tres grupos: estudios de InSAR, análisis petrológicos y geoquímicos realizados sobre depósitos de las erupciones recientes y estudios que destacan la transmisión de esfuerzos desde grandes terremotos de subducción hasta regiones volcánicas.

En el capítulo 2 se abordan los aspectos más sobresalientes y resultados del periodo eruptivo del Volcán Llaima, consignados en el artículo científico “*Eruptive sequence and seismic activity of Llaima volcano (Chile) during the 2007-2009 eruptive period: Inferences of the magmatic feeding system*”. Basados en registros de sismicidad, reportes técnicos confeccionados durante las crisis volcánicas y con el uso de un nutrido registro fotográfico, el mencionado texto describe el desarrollo eruptivo de este periodo. Diez fases que componen el periodo eruptivo son caracterizadas por la energía y características de las señales sísmicas, compuestas por eventos LP y tremor volcánico. Varias fuentes de salida de material se distinguieron, generando distintos estilos eruptivos que, junto con dos fracturas ubicadas en los flancos, son acordes con una red compleja de diques que componen el sistema alimentador superficial del volcán. Se propone que junto con estos diques y las fracturas, podríamos estar en presencia de un cono volcánico estructuralmente débil en su parte superior.

Los resultados de los cálculos de la transmisión de esfuerzos como consecuencia del terremoto del Maule de febrero de 2010, son consignados en el capítulo 3. Se resalta el tiempo de inter-erupción

calculada desde el año 1852 superando una media de ~8 años. Se destaca además con líneas temporales y mapas de localización, la variación de la sismicidad volcánica y tectónica local, antes y después de febrero de 2010. Mapas con gradiente de colores sugieren comportamientos especiales al final de las zonas de rupturas de sismos de subducción.

El capítulo 4 muestra los resultados preliminares de una tomografía para el Volcán Llaima utilizando el ruido sísmico ambiental o microsismicidad secundaria, cuyos cálculos facilitan la observación de dos zonas de baja velocidad. Los datos registrados durante el despliegue de la red temporal en el verano de 2015, fueron procesados durante la pasantía realizada en la universidad Boise State de los EEUU bajo la asesoría del Dr. Dylan Mikesell. Los resultados fueron presentados en la reunión de la Asociación de Geofísica Americana en San Francisco el año 2015.

Los capítulos 5 y 6 están compuestos los resúmenes y gráficas más representativas incluidas en dos artículos científicos titulados “*Examining the Interior of the Llaima Volcano with Receiver Functions*” y “*Crystal and melt inclusion timescales reveal the evolution of magma migration before eruption*” respectivamente, en los cuales este trabajo doctoral aportó con datos sismológicos obtenidos y procesados para el Volcán Llaima durante la etapa de esta investigación.

Para finalizar el capítulo 7 destaca una síntesis y conclusión de los resultados más sobresalientes obtenidos durante el proceso de esta investigación, destacando que el Volcán Llaima se encuentra ubicado en un entorno geográfico que coincide con los límites de una ruptura de un megaterremoto que incide en el comportamiento geológico actual.

CAPÍTULO II: Eruptive sequence and seismic activity of Llaima volcano (Chile) during the 2007-2009 eruptive period: Inferences of the magmatic feeding system.

Paper published in Journal of Volcanology and Geothermal research

10.1016/j.jvolgeores.2019.04.014

Luis Franco^{a, b, *}, José Luis Palma^{b, c}, Luis E. Lara^{d, e}, Fernando Gil-Cruz^a, Carlos Cardona^a, Daniel Basualto^f and Juan San Martín^g

^a Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, Servicio Nacional de Geología y Minería. Rudecindo Ortega 03850, Temuco, Chile.

^b Programa de Doctorado en Ciencias Geológicas, Universidad de Concepción, Víctor Lamas 1290, Concepción, Chile.

^c Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Víctor Lamas 1290, Concepción, Chile.

^d Servicio Nacional de Geología y Minería. Santiago, Chile.

^e Research Center for Integrated Risk Management (CIGIDEN), Av. Vicuña Mackenna 4860, Santiago, Chile.

^f Departamento de Geología y Obras Civiles, Facultad de Ingeniería, Universidad Católica de Temuco, Chile.

^g Departamento de Ciencias Físicas, Facultad de Ingeniería, Universidad de la Frontera, Casilla 54-D Temuco, Chile.

2.1 Resumen

El volcán Llaima siendo uno de los volcanes más activos en Chile, ha tenido una intensa actividad en los últimos 100 años. La más reciente actividad eruptiva, está representada en el periodo 2007-2009 con al menos seis erupciones energéticas, siendo el episodio más fuerte el ocurrido el 1 de Enero de 2008 (IEV 3). La mayoría de la actividad paroxismal estuvo caracterizada por un rápido incremento en la energía sísmica (minutos a horas) y la ausencia de señales premonitorias, como también una acelerada caída en la energía sísmica e intensidad de la señal cuando las erupciones culminaron. Sin embargo, cambios sutiles en el incremento de la sismicidad de Largo Periodo (LP) con baja energía y la ocurrencia de actividad explosiva menor, seis meses antes de la primera erupción, fueron los cambios más marcados antes del inicio del periodo eruptivo.

Este es el primer estudio que lleva a cabo una detallada descripción del periodo eruptivo 2007-2009 incluyendo un análisis temporal de los registros sísmicos, de reportes técnicos del Observatorio Volcanológico Chileno y de más de 2000 fotos del periodo eruptivo, con el fin de caracterizar la contemporaneidad de estilos eruptivos (incluyendo actividad Estromboliana y Hawaiana), cambios morfológicos de varios “*vents*” dentro del área y dos fracturas ubicadas en los flancos SW y SE del edificio volcánico, y para entender la evolución del sistema volcánico y sus erupciones. Diez fases fueron identificadas, basadas en el estilo eruptivo, índice de explosividad volcánica (IEV) y las características sobresalientes de los eventos sísmicos. La sismicidad que acompañó las fases eruptivas estuvo caracterizada por la predominancia de eventos LP, y la ausencia de sismos volcano-tectónicos. Un análisis de correlación cruzada de formas de onda para sismicidad LP, mostró en general una baja similitud, sugiriendo en un principio múltiples fuentes de generación.

Nuestras observaciones y análisis sugieren que el sistema de alimentación está compuesto por múltiples estructuras independientes, algunas de las cuales alcanzan la superficie durante este periodo eruptivo, indicando que la parte superior del cono volcánico puede ser una zona inestable y esencialmente débil. La actividad y sismicidad observada son características de un sistema de conducto abierto, donde el magma puede ascender rápidamente desde varios kilómetros de profundidad, sin actividad precursora clara de corto plazo. Estos resultados son coherentes con estudios petrológicos realizados sobre productos de estas erupciones.

2.2 Abstract

Llaima Volcano, one of the most active volcanoes in South America, has experienced intense activity during the last 100 years. The most recent eruptive activity occurred during the period 2007-2009 with at least six energetic eruptions, the January 1st 2008 (VEI 3) being the strongest episode. Most of the paroxysmal activity was characterized by a rapid increase in seismic energy (minutes to hours) and the absence of precursory signals, as well as by an accelerated drop of the seismic energy and eruption intensity at the end. Moreover, subtle changes in the increase of low-energy long-period (LP) seismicity and the occurrence of minor explosive activity (six months before the onset of the eruptive cycle), were the only remarkable changes observed in advance.

This is the first study that includes a detailed description of the 2007-2009 eruptive period and is based on a temporal analysis of the seismic records, technical reports from the monitoring network and ≥ 2000 photos. This set allows a characterization of the coeval eruptive styles (including strombolian

and hawaiian activity), morphological changes of the active vents inside the main crater and two fractures located in the SW and SE flanks. Ten phases were identified based on the eruptive style, Volcanic Explosivity Index (VEI) and the salient features of the seismic events. The seismicity that accompanied the eruptive phases was characterized by the predominance of a continuous tremor (TR) and discrete LP events, and a remarkable absence of volcano-tectonics (VT) earthquakes. A waveform cross-correlation analysis of LP events showed an overall low similarity between them, which suggests multiple sources.

Our observations and analysis suggest that the plumbing system is composed of multiple independent structures, some of which reached the surface during this eruptive period, indicating that the upper part of the cone could be an unstable and essentially weak zone. The activity and seismicity observed are characteristic of an open-vent system in which the magma can ascend rapidly from several km depth, with little to no clear precursory activity. These results are in agreement with petrological studies of the products of these eruptions.

Key words: Fractures; Hawaiian and strombolian styles; Volcano seismicity; Open conduit system; Llaima volcano



2.3 Introduction

Llaima Volcano (38°41,9 S, 71°43,8 W, 3179 m a.s.l.) is a basaltic-andesite stratovolcano located in the Southern Andean Volcanic Zone of Chile, 285 km E of the trench (Stern, 2004 and references therein). Llaima is one of the most active volcanoes in South America, with 46 eruptions ranging in VEI 2-3 (Volcanic Explosivity Index, Newhall and Self, 1982) since 1624 (Petit-Breuilh, 2004) and an eruption recurrence interval (VEI \geq 2) of ~6 years (Dzierma and Wehrmann, 2010). Instrumentally recorded unrest tends to be relatively short (weeks) whereas eruptive activity can last up to years. Based on field stratigraphy Naranjo and Moreno (1991) recognized two of the most violent eruptions in the 20th century, which took place in 1927 and 1957. The eruptive period of 1955-1957 consisted of recurrent strombolian activity, emission of lava flows (three voluminous lavas on the northern, northeastern, and eastern flanks of the volcano) and sustained lava fountains punctuated in a VEI 3 eruption (Naranjo and Moreno, 1991). Lahars triggered by sudden ice melting occurred as a consequence of the highest effusion rate events. More recent eruptive activity in 1979, 1984, 1994 and 2003 was characterized by minor phreatomagmatic and strombolian eruptions (Moreno et al., 2009). Since 1994, Llaima has shown a weak gas plume and minor eruptive episodes have been dominated by explosions from the main crater with a low height gas column and no lava flow on the flanks

(<http://www.sernageomin.cl/volcan-llaima/>). After the eruption in 2003, surface manifestations were mostly characterized by minor active degassing from the crater.

Prior to May 2007, when the new eruptive process started, the volcano experienced 4 years without any activity. Minor ash emission with absence of juvenile material was the first expression of a renewed cycle than continued for more than two years with non-continuous activity. The complete eruptive episode is characterized by different phases that exhibited a mixture of eruptive styles, with lava flows, strombolian activity (sometimes with high intensity), opening of different vents at the main crater and the formation of new fractures on the flanks of the volcano. The three most energetic eruptive pulses reached energy maxima lasting hours to days, and ending suddenly in minutes. This sudden waning was also observed in June 2010, when the energy of the seismic signal declined 10 times after the February 27th Maule earthquake (Mw 8.8), which ruptured a 500 km long zone ≥ 300 km (Moreno et al., 2012) to the NW of the Llaima Volcano. Thus, Llaima Volcano seems to be very sensitive starting eruptive episodes with short unrest and declining suddenly. Processes involved in this apparently recurrent behavior can be better understood taking the 2007-2009 cycle as a case-study.

Seismic records obtained during the period 2007–2009, are dominated by long-period events (LP) and tremor signal (TR) with spectral width between 0.8 and 3 Hz, and a remarkable absence of volcano–tectonic earthquakes (VT), which were recorded rarely during specific dates. LP events and TR have been widely interpreted as an effect of fluid dynamical processes within the conduits (e.g. Chouet and Matoza, 2013; Hellweg, 2000; Gil-Cruz and Chouet 1997; Chouet et al., 1997 and 1994; Chouet, 1996; McNutt, 1996; Julian, 1994; Chouet, 1988; Seidl, et al. 1981; Aki et al., 1977) or eruptive phenomena (e.g., Chouet and Matoza, 2013; Aki et al., 1977), although Neuberg et al. (2006), Bean et al. (2014), and Eyre et al. (2015) proposed an alternative explanation related with slow-rupture failure in unconsolidated materials. Other important alternatives of the influence of the melting of the glacier with the surficial hydrothermal system are shown by Park et al. (2019) and Matoza et al. (2015). LP seismicity has been documented at several volcanoes, examples of which include Etna, Italy (Alparone et al., 2003; Lokmer et al., 2008; Falsaperla et al., 2002; Privitera et al., 2003; Falsaperla and Spampinato, 2003), Stromboli Italy (Neuberg et al., 1994; Chouet et al., 1997, 1999.); Galeras, Colombia (Gil-Cruz and Chouet, 1997); Soufriere Hills, Montserrat (Neuberg et al., 1998) and Usu, Japan (Matsubara and Yomogida, 2004). Despite the alternative explanations (e.g. Crosson and Bame, 1985; Chouet, 1988; Julian, 1994; Fujita et al., 1995; Jousset et al., 2003; Bean et al., 2014), LP events are still used operationally in volcano monitoring as a common sign of near-surface magmatic fluids.

Here we present the first detailed description and analysis of the seismic and eruptive activity of Llaima Volcano, which allow us to infer features of the shallow feeder system, and the connection with the morphological structures on the edifice and its main crater. In doing so we describe the activity of the last eruptive period of Llaima (2007-2009), with emphasis on the different eruptive styles and their associated seismicity.

2.4 Geological setting and eruptive history

Llaima is a stratovolcano with a main summit crater 350 m in diameter and a coalescent cone whose summit is 1 km to the SSE of this crater (called Pichi-Llaima). The latter was the vent for the important effusive activity during the 1957 eruption. The composite edifice has a volume of ca. 380 km³, an area of 440 km² (Völker et al., 2011) and hosts 40 scoria cones over the flanks. Flank vents form a NE-SW trending array (Fig 2.1), a feature regionally observed in Southern Andes and interpreted as an indicator of the intra-arc stress regime (Cembrano and Lara, 2009). Llaima Volcano is mainly composed by lava flow units ranging in composition between basalt and andesite, 51-58% SiO₂ (Naranjo and Moreno, 2005). Pyroclastic deposits are notably exposed in the Holocene stratigraphic sequence, some of them related with highly explosive eruptions between 13,200 and 7,200 yr BP (Naranjo and Moreno, 2005; Naranjo and Moreno, 1991).

Extensive geochemical data show a trend towards a common component of evolved basalt as highlighted by Dungan et al. (2008). These authors also suggest that the very frequent activity during the last four centuries is related to a high reposition rate of mafic magma within the shallow crustal conduits. On the other hand, Llaima Volcano and its minor eruptive centers are spatially associated with the master fault of the Liquiñe-Ofqui Fault System (LOFS), which parallels the general trend of the active volcanic arc and is thought to have a fundamental connection with the morphostructural features of the eruptive vents (Cembrano and Lara, 2009; Shonwalder-Angel et al., 2018).

The historical eruptive record includes 48 documented events between 1640 and 2009 which indicates a high eruptive rate when compared with the average of the Southern Andean Volcanic Zone (<http://www.sernageomin.cl>). In fact, statistical analysis indicates an average recurrence interval of ~6 years for VEI ≥ 2 (Dzierma and Wehrmann, 2010). The more salient features of the historical events as reported by eyewitnesses have been compiled by Petit-Breuilh (2004) and González-Ferrán (1995).

Llaima Volcano has been instrumentally monitored since 1996, although a more robust network with permanent telemetry was installed in 2007. Since then, the activity is reported by Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile (<http://www.sernageomin.cl/red-nacional-de-vigilancia-volcanica/>). Our knowledge of previous eruptions is thus based on eyewitness accounts and some temporal networks. For example, the May 17 1994 eruption was of a strombolian type event (VEI 2) combined with a strong phreatic component, which generated a dense ash and gas column that reached ca. 4 km high. Lava fountains up to 200 m high were observed accompanied by cyclic explosions. Seismic record from a temporary network shows mostly LP events and scarce harmonic TR, both associated with explosions at the summit crater (Moreno and Fuentealba, 1994). A new minor eruptive episode started in August 1994, and involved several strombolian-style explosions with an associated harmonic TR of 1.1 Hz dominant frequency. Gas emissions were observed in February 1995, and ash-laden explosions were registered in October along with harmonic TR with a spectral bandwidth of 1.0-1.5 Hz. During 1997 and 1998 period an increase of fumarolic activity was reported, mainly composed of water vapor but occasionally including ash. At this time RSAM (Real-Time Seismic Amplitude, Endo and Murray, 1991) obtained from portable stations showed isolated increments of low-amplitude seismicity related to low-energy harmonic TR. The level of activity observed during 1999 was very similar to that of previous years, marked by average seismicity rates of 25 events/h and dominant frequencies in the 1.0-1.2 Hz band, with time durations of up to 40 s. These events were interpreted as related to degassing processes within the crater. In the years 2002-2003 a seismic portable network recorded continuous TR that showed oscillations in its dominant frequency between 0.9 and 1.2 Hz. Accounts from the local inhabitants describe minor explosions and increases in the height of the gas column. A subsequent overflight on January 8 of 2003, confirmed the presence of active fumaroles at the summit, and discovered impact marks of ballistics on the glacier near the active crater. Minor degassing activity characterized by fumaroles and sporadic ash emissions continued during the next three years. Seismic records between 2004 and 2006 show a predominance of LP events and absence of VT earthquakes and TR. During the first half of 2007 the seismic record (when available) was characterized by low-amplitude, and irregular periods of occurrence and absence of seismicity, sometimes with up to ~600 LP events per day with $D_R < 1 \text{ cm}^2$. In summary, the sparse instrumental record before 2007 shows a similar behavior as the period before, which is associated with recurrent but weak eruptive activity.

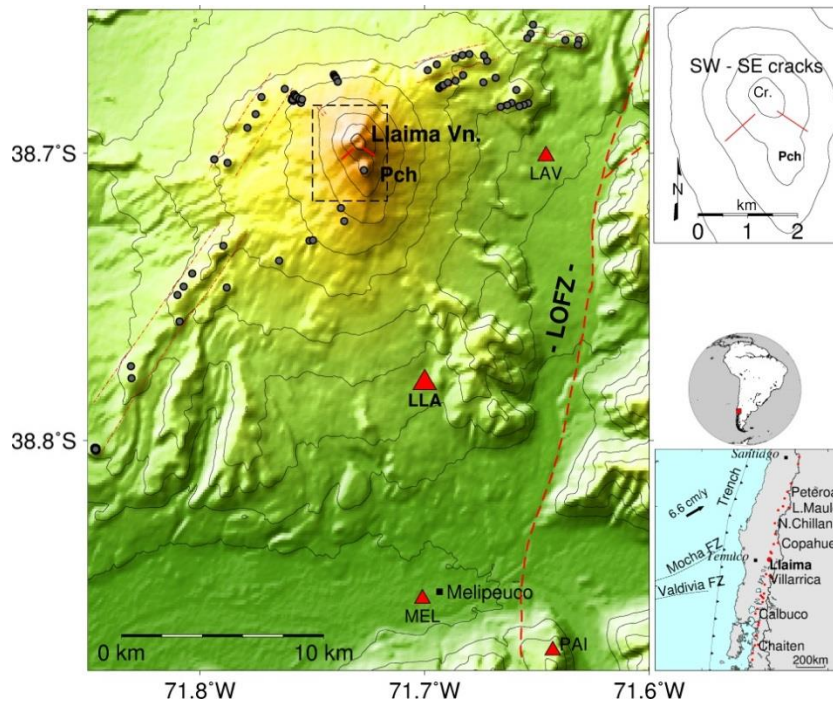


Figure 2.1 Location of the seismological stations (red triangles) at Llaima volcano. LLA and MEL were installed in 2007, LAV and PAI were installed after the eruption of February 13, 2008. The black dots depict pyroclastic cones, Liquiñe-Ofqui fault zone (LOFZ, dashed red line) and Pichi-Llaima (Pch) parasitic cone according to Naranjo and Moreno (2005). The rectangle indicates the area shown in the top-right figure, which shows the distribution of the two fractures (in red) that were active on the volcano's upper flank. The map at the bottom-right shows the location and tectonic setting of Llaima volcano.

2.5 Data and methodologies

Two permanent short period seismic stations (LLA and MEL; Fig 2.1) (L-4C seismometers and non-commercial digitizers) operating at sample rates of 25 Hz were installed in 2006 but continuous records only began in 2007, which are located at 9.2 and 17.0 km from the crater, respectively. Seismic records have been acquired continuously since May 2007 at station LLA, the one that has the best signal-to-noise ratio. After the first eruption in January 2008, two additional seismic stations were installed (LAV and PAI) at 7.3 and 21.0 km from the crater (Fig 2.1.) and started logging data since March. These two new stations have similar hardware and configuration than stations LLA and MEL, and were the first stations at Llaima that included telemetry to a node in Melipeuco village, from where the signal was sent to the Southern Andes Volcano Observatory (OVDAS, the Chilean Volcano Observatory depending on the Sernageomin) in real-time via internet.

We carried out an analysis of the seismic data from the LLA station, which has the longer record. MEL station was too noisy because it was installed away from the crater near Melipeuco village. In order to confirm good recordings of waveform and amplitude of LLA station, we installed a portable Güralp seismic station at the same location in 2012.

To analyse variations in the amplitude of the seismic signals the reduced displacement (D_R) was calculated at station LLA over the entire period of study. We assume that seismograms were dominated by Rayleigh waves coming from a shallow source located at the crater. We computed the D_R for continuous signals in order to compare the amplitude of the TR in different eruptive phases. We also computed the D_R for single LP events with the aim of comparing variations in amplitude of LP with those of the TR. For seismic TR we used a five-minute moving average after applying a 0.7-5 Hz bandpass filter (due to spectral content of volcanic seismicity between ~0.8 and ~3.0 Hz). We used the D_R equation introduced by Fehler (1983):

$$D_R = \frac{(A^2 \sqrt{\lambda r})}{2^2 \sqrt{2} M}$$

where A is the peak-to-peak amplitude in cm, λ is the wavelength in cm, r is the distance from source (crater) to seismic station in cm, and M is the instrument magnification. The $\sqrt{2}$ is the root mean square (RMS) amplitude correction. In order to do an approximation to correct the waveforms to displacement, the Fehler equation was affected by $\frac{1}{2 * \pi * f}$ factor (Nishimura et al., 2016), where f is the frequency.

Also we calculated the seismic energy released for continuous TR, by means of seismic power P_T (Dibble, 1974):

$$P_T = \pi \rho_s v d^2 A^2$$

where ρ_s is the density of solid in shallow layers considered as $2.5 \times 10^3 \text{ kg/m}^3$ (Araneda and Avendaño, 1985), $v = 2.5 \text{ km/s}$ the average velocity for seismic waves (Bohm, et al., 2002; Hirn et al., 1991; Alparone et al., 2003), d is the distance source – station (9.2 km) and A is amplitude of velocity particle (in $\mu\text{m/s}$) at station.

In order to obtain the total radiated energy (E_T) from the TR signal we integrated the obtained seismic power (P_T) over the time of record (t) in seconds,

$$E_T = tP_T$$

We use this formulation despite the well known site effect and attenuation considered in the more complete equation proposed by Johnson and Aster (2005). The latter become the first when site effect and attenuation are unknowns and set at 1. Also, we justify this selection because the frequency of the signal remained constant in the range of 1-2 Hz, which is more comparable with the conditions considered by Alparone et al. (2003). Moreover, recent estimations of the site effect factor for newly installed stations at Llaima Volcano range from 0.3 to 1.4 for frequencies in the 1-2 Hz range, and 0.3-0.4 when stations more comparable with LLA (in terms of bedrock and distance) are considered. The latter implies that ultimately both formulas produce similar results and, most importantly, show similar changes over time.

On the other hand, a comprehensive record of photographs (~ 2000 files) showing the eruptive activity was facilitated by OVDAS staff in charge of the monitoring throughout the 2007-2009 eruptive period. These photographs were acquired from different locations and distances, including overflights, and many of them were provided by the local and national emergency authorities. Unless otherwise specified, all the descriptions of volcanic activity results from observations captured in the photographic record, technical reports prepared by OVDAS and discussion with OVDAS scientists who witnessed different phases of the activity. The time referred here is according to Universal Time Coordinated (UTC).

Assuming events come from a common source, multiplets or repetitive seismic events can be identified by their waveform similarity, usually measured with cross correlation. We define similar events as those having correlation coefficients greater than or equal to 0.8 (Battaglia et al., 2004). In order to look for similar waveforms, and to identify relationships between them, we used the cross correlation method described by Richardson and Waite (2013). First we selected LP events with D_R larger than 20 cm² so that they have a signal-to-noise ratio larger than 10. The P-wave arrival for these events was identified manually. We then took a window of 3s prior and 10s after of the P-wave arrival. A fourth order Butterworth filter in the band 1-3 Hz, which concentrates most of the energy of the selected events, was applied prior to the cross correlation of each event with all other events.

2.6 Observations of the eruptive activity during 2007-2009

After the eruptive period 1955-1957, the 2007-2009 cycle is the most significant in recent history (Moreno et al., 2009), with major eruptions in 2008 and 2009. This period includes strombolian- and hawaiian-style eruptions that generated spatters and basaltic lava flows (~51% SiO₂). Based on calculations of seismic energy the main eruptive events were those of January 1 and 25, 2008, and April 3, 2009 (Table 2.1). It is highlighted that the eruptions of January 1 and 25 of 2008 and April 3 of 2009 were energetically 1 and 2 orders greater than the others of this period. The three eruptions that took place in July 2008, had a similarity aside from the duration and type of eruption, in the quantification of energy being smaller than the aforementioned (Table 2.1). Volcanoes with typical strombolian activity have had eruptions with energy values of a similar order, such as Etna (Alparone et al., 2003; Privitera et al., 2003), Erebus and Karymsky (Johnson and Aster, 2005), Pavlof (MacNutt, 1992), Sakurajima, Suwanosejima, Tokachi, Semeru and Lokon (Nishimura et al., 2017), and Villarrica (Internal Reports by Sernageomin).

The two strongest eruptions (January 2008 and April 2009) were classified as paroxysmal phases of strombolian style (Moreno et al., 2009), generating lahars that swept down the flanks of the volcano. Although a third eruption in February 2008 was considered of hawaiian type (Moreno et al., 2009), we will show in this work that all of the eruptive events belonging to this period of activity exhibited a transitional character and/or alternated between lava fountains, lava flows, strombolian pulses, and ash-rich explosions, involving several vents and two important fractures on the volcano slopes. Naranjo et al. (2009) mention fissure activity on the upper slopes during the 2008-2009 eruptive period, which we put in context of the recorded seismicity.

Previously, scientific literature covered mostly petrological and geochemical topics of the January 1 of 2008 eruption, describing main features of the magmatic evolution and providing inferences about the plumbing system (Dungan et al., 2008; Bouvet de Maisonneuve et al., 2012; Ruth and Calder, 2014; Ruth et al., 2016). On the other hand, surveys based on InSAR (Fournier et al., 2010; Remy et al., 2015; Delgado et al., 2017) explored the link between surface inflation and the 2008 eruption. Bishop et al. (2018) based on H-j stacking and common conversion point stacking techniques to receiver functions, interpret a low velocity zone between 8 and 13 km depth as a newly imaged magma body. To contribute to the understanding of underlying processes that control the eruptive activity at Llaima Volcano we discriminate several phases of the 2007-2009 cycle (Fig 2.2a) based mainly on the seismic energy of different eruptive events and highlighting the main structures involved in this eruptive period.

Table 2.1 Characteristics of the eruptions to 2007-2009 period. From left to right the first three columns correspond to the VEI, date and start time, and time duration (in hours, h, or days, d) of the eruption. The next 2 columns show the radiated energy (in Joules, J) and maximum average reduced displacement in cm^2 , calculated from the seismic signal. Eruptive characteristics: ash emission (A), Strombolian activity (S) and lava flow (and/or fountaining) (H).

VEI	Date yyyy-mm-dd	Start Time	Duration (h or d)	Energy (J)	D_R cm^2	Erup. Charact.	Tremor type
1	2007-05-26	~12:00	~1.5h	-	-	A	-
1	2007-05-31	20:40	2 h	2.6E+7	40	A	Continuous
1	2007-06-07	14:00	18h	1.4E+7	6	A	Continuous
1	2007-06-14	10:00	14 h	2.7E+8	40	A	Continuous
3	2008-01-01	21:00	15 h	9.4E+9	295	S, H	Continuous
1	2008-01-25	13:00	15 d	5.1E+9	50	S, H	Banded, continuous
1	2008-06-27	17:00	15 d	7.1E+8	45	S, H	Banded, continuous
1	2008-07-14	14:00	18h	1.4E+7	80	S, H	Continuous
1	2008-07-19	12:00	24h	1.1E+7	80	S, H	Continuous
1	2008-07-26	12:00	22h	1.0E+7	70	S, H	Continuous
2	2009-04-03	00:00	4d	8.4E+9	95	S, H	Continuous

2.6.1 Precursory activity (May – December 2007)

2.6.1.1 Phase 0: 2006 - May 25, 2007

Since the last major eruption of 1994, the crater of Llaima Volcano has been expressed by fumaroles. The seismicity recorded at LLA station from January through April 2007 was characterized by the occurrence of LP events with a maximum D_R of 1 cm^2 and absence of TR. Starting in May 2007 the seismic records showed a continuous low energy TR ($D_R < 1 \text{ cm}^2$; Table 2.2).

2.6.1.2 Phase 1: May 26 – December 31, 2007

Ash-laden explosions started on May 26, 2007, with similar events on May 31 and June 5, 7-8 and 14 (Fig 2.2a, Table 2.1). According to reports by Sernageomin, tephra from the first 5 explosions lacked juvenile material. However, the eruption in June 14 exhibited a column of ~500 m above the crater and ejected juvenile scoria bombs and ash. In addition, a thermal anomaly concentrated in the crater was reported by the GOES satellite (<http://goes.higp.hawaii.edu/index.shtml>, Jun/2007), suggesting a magmatic origin. LP events of low energy and different waveforms were present before and after the most energetic explosions, with TR being the predominant seismicity during these events (Table 2.2). In July the seismicity and fumarolic activity at the crater decreased its already low intensity. October, November and December were characterized by an increase in the LP seismicity record, although with very low energy. Minor explosions from the summit were reported mainly in December.

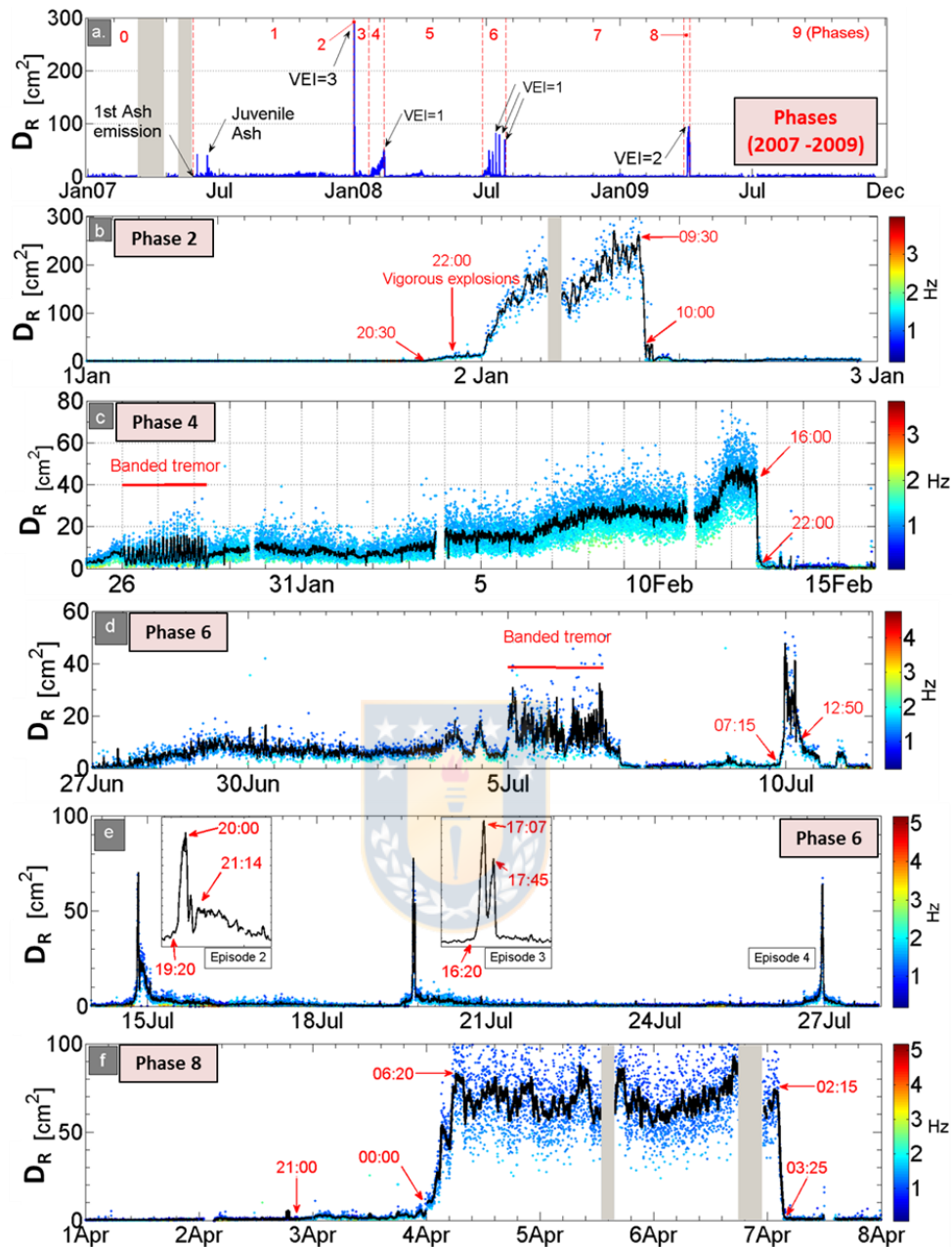


Figure 2.2 Reduced displacement (D_R) of the continuous seismic record showing the different phases of the 2007-2009 eruptive period. (a) Summary of the D_R (blue line) for all the eruptive phases shown with red numbers and dashed vertical lines. The eruptions are characterized by a rapid increase in D_R over the background level, and a rapid decrease in D_R after the paroxysmal activity. Phases 0 and 1 correspond to periods characterized by passive degassing and by the occurrence of ash-laden explosions, respectively. (b-f) Details of the variation of D_R for phases 2-8. Phases 4 and 5 exhibited banded TR (red horizontal lines) before the paroxysmal eruptive activity. Colored dots depict the amplitude of D_R for windows of 5 minutes, with their color indicating the dominant frequency of the seismicity (Hz). The black lines are moving averages of the D_R and the times of some specific surficial activity, explained in the text, are indicated with red arrows. Marked times in red are approximated.

2.6.2 Violent strombolian- and hawaiian-style eruption, phase 2: (January 1-2, 2008)

This phase exhibited the most energetic eruption of the entire period (Table 1). The climax was observed at ~00:00 hours UTC on January 2, when an eruptive column reached a maximum height ca. 12500 m a.s.l. This paroxysmal phase started with a sudden violent eruption from the main crater with the ejection of ballistic projectiles, gas and ash, followed by lava effusion, lava fountaining (~450 m above the crater). Several radial fractures formed around the crater were developed, mostly on the SE, SW and NE slopes (Fig 2.3). The images from video footage of local press agencies, show lava fountains, probably associated with the aforementioned radial fractures (Fig. 2.3). The seismic TR remained low in amplitude from July 2007 up to only 1h prior to the beginning of the eruption, when a few higher amplitude LP events appeared, and the seismic energy began a steady increase (Fig. 2.2b). Its onset was not preceded by any relevant change in the level of discrete seismicity, just a subtle amplitude increase in the recorded events 2h before the eruption and a gradual increase in the level of TR changing at ~20:30 on January 1 and vigorous explosions continued at ~22:00 (Fig. 2.4). This phase ended abruptly 15h after the beginning (Fig. 2.2b).



Figure 2.3 Violent eruption of 1 January 2008. Photographs taken from the south of the volcano showing the height column (a), and lava fountain (1) at the summit and considerable amounts of ash emitted from the SW fracture (oval and arrow in b.). (Bottom) Images captured from a video of a local news agency during the morning of the 2 January from the north of the volcano. Lava fountains in the images (2 and 3) could be associated with the radial fractures SE (c) and SW (d).

Table 2.2 Spectral characteristics, Reduced Displacement (D_R) and observations of the tremor (Tr) and LP seismicity of the 2007-2009 eruptive period for each eruptive phase. Before, during and after are relative to the date on the second column.

Phase	Date	Event	Bandwith (X-Y Hz)						Dominat peaks	D_R max.	Observations	
			Before		During		After					
0	2007	LP			1.0	2.0					1	
1	May-Dec/07	LP			1.0	2.0			1.2		3	Swarms up to 35/h
		Tr			1.0	2.0			1.2		50	Ash emissions
2	1-2/Jan	Tr	0.8	3.5	0.9	1.2	1.0	1.2	1.0-1.2-1.5		300	Continuous (Parox. Er.)
3	3-21/Jan	LP			1.0	2.0					15	Mainly since 9/Jan
		Tr			1.0	2.0			1.2		3	Continuous
4	25/Jan	LP			0.9	2.3			1.1-1.2		8	
	26-28/Jan	Tr			0.9	2.5			1.2-1.5-2.0		15	Banded (25 cycles)
							0.9	2.5	1.0-1.2-1.4		9	Ending banded Tr
	3/Feb	LP			1.0	2.0					10	
		Tr			1.0	2.0					25	Continuous
	11/Feb	Tr			1.0	2.0			1.0-1.7		50	Continuous
5	15May-8Apr	LP			1.0	2.0			1.0-1.2-1.4		5	Swarms until 1400/day
		Tr			1.0	1.8			1.0-1.1		2	continuous
6/ep.1		LP			1.0	1.5			1.2		12	Since 27/Jan
	3/Jul	Tr			1.0	2.0			1.0		8	Continuous
	5-7/Jul	Tr			1.0	2.0			1.0-1.5		14-30	Banded (38 cycles)
	8/Jul	LP			1.0	2.0					6	Variability peaks
	10/Jul	LP			1.0	2.0			1.0-1.4		17	Just before the eruption
		Tr			0.9	1.5					48	Continuous
ep. 2	14-15/Jul	LP			1.0	2.0			1.1-1.6		9	
		Tr			0.9	1.4			1.0-1.3		78	Continuous
ep. 3	19-25/Jul	LP			1.0	2.3					6	
		Tr.	0.8	1.5	0.9	1.2			1.0-1.1		70	Continuous (eruption)
ep. 4	26-27/Jul	LP			0.8	2.1					8	30 events/hour
		Tr			1.0	1.7			1.2		71	Continuous
7/ep.1	2-14/Aug	LP			0.9	2.0			1.2-1.3-1.6		3	Up to 100 per hour
ep. 2	15/Aug-3/Sep	LP, Tr			0.8	2.9			1.2			Continuous
ep. 3	13/Dec-17Jan	LP			0.8	2.9			1.2-1.3-1.6		3	
8	2/Apr	Tr			0.9	1.8	0.9	2.5	1.2-1.4			Continuous
		Tr			0.9	1.8	0.9	2.5	1.2			Monocromatic
	4-5/Apr	Tr			0.8	1.7			1.1-1.2		80	Paroxim. Eruption
9	Apr-Sep	LP			1.1	2.4			1.1-1.6		4	
	Sep/09-Feb/10	LP			0.5	1.4			1.1-1.6		4	LP shifted to Tr discrete
10	Feb-Jun/10	LP, Tr			0.5	1.4			1.1-1.6			Tr (~4 min of duration)

2.6.3 Low energy post-eruptive activity, phase 3: (January 3-21, 2008)

This phase was characterized by sporadic ash and gas emissions with the occurrence of lateral explosions from those fractures located on the SE and SW flank of the volcanic edifice (Figs. 2.1, 2.5). Due to persistent strombolian activity, during this period a nested spatter cone was growing inside the crater. From an overflight images of the SW slope were obtained showing the development of multiple fractures and erosion of the flank (Fig. 2.5).

Seismicity recorded during this period was composed mainly of LP events occurring as swarms, with the most energetic being the one recorded on January 9, which included almost 1000 events in 24h (Table 2.2). In general, since January 13 a progressive decrease in LP events was observed, becoming as continuous TR towards the end of the month.

By late January, the presence of an active cone nested inside the main crater corroborates the high intensity of the strombolian activity.

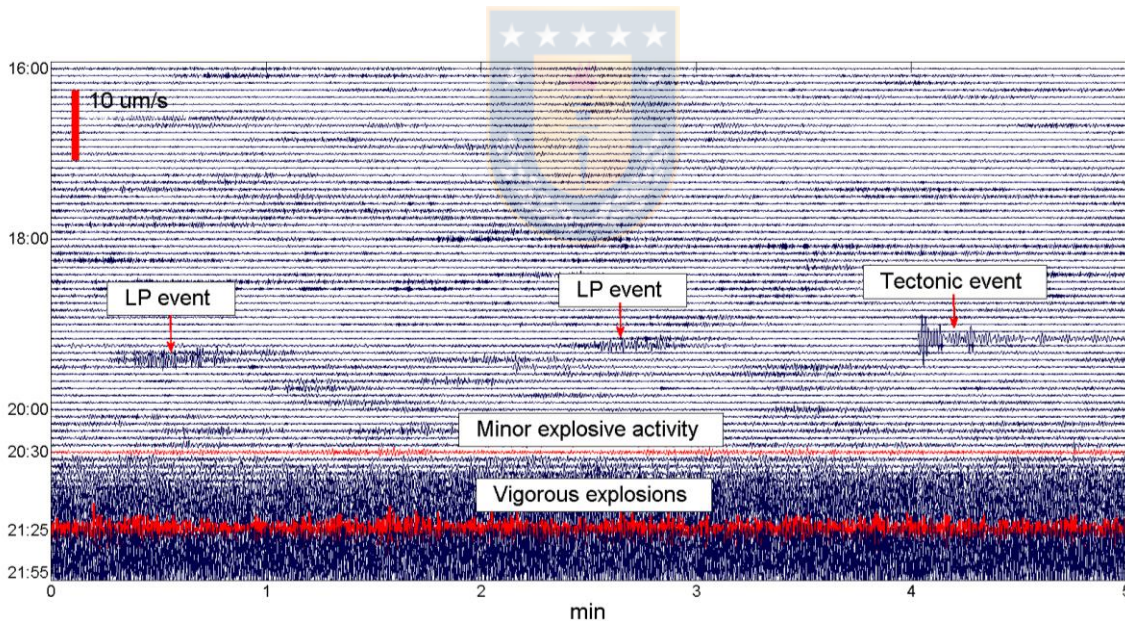


Figure 2.4 Seismogram from LLA station for 16:00-22:00 hours on December 31, 2007. An example of two LP events of low intensity is highlighted. Many other LP events have very low amplitude, similar to the noise level of the station. The trace at ~20:30 hrs is associated with the beginning of minor explosive activity producing weak ash-laden columns. At ~21:25 the TR correlates with vigorous explosions observed before the paroxysmal activity that began at ~00:00 hrs.

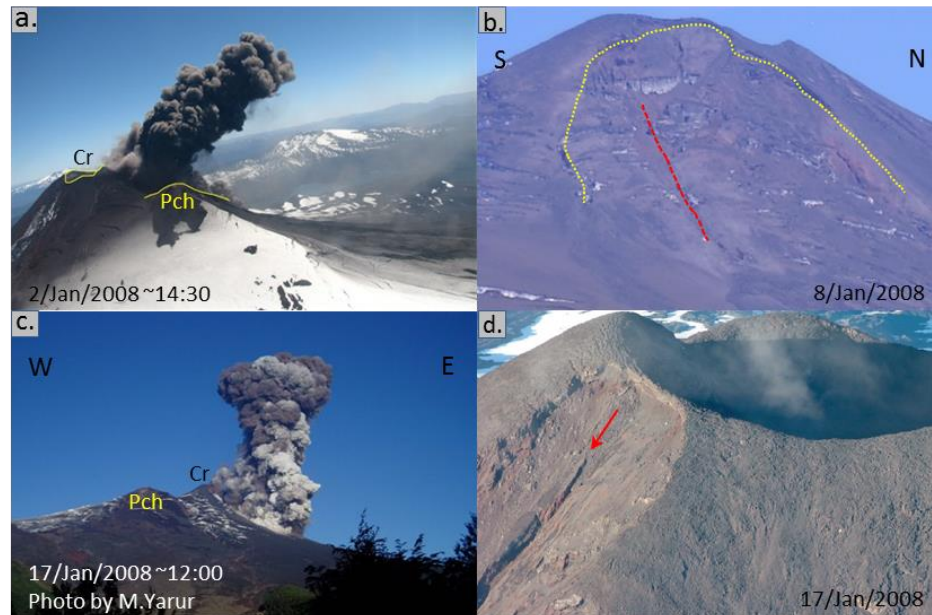


Figure 2.5 Activity and morphology of the SE fracture. The images at the top show explosive activity on the SE fracture (a) and a very weakened area (yellow dashed) due to multiple lateral explosions (b). The images at the bottom show an ash column that may suggest the occurrence of a small pyroclastic density current or landslide (c), and a wide scar reaching the crater rim and a fracture in the middle (d). Note the summit of the crater without eruptive activity (a and c). Yellow lines in the photography (a) at the top mean Pch: Pichi-Llaima parasitic cone and Cr: the summit at Llaima.

2.6.4 Transition between hawaiian and strombolian eruptions, phase 4: (January 22 to February 12, 2008)

The beginning of phase 4 was characterized by a reactivation of moderate explosive activity with ballistic ejections up to 150 m above the crater, as well as weak manifestations of lava flow activity (Fig. 2.6). At the same time, an accelerated growth of the scoria cone and the formation of three new minor cones were observed at the crater (Fig. 2.6). In addition, “*pahohoe*” lava flows were extruded from two vents isolated from the still active strombolian source. These vents formed a NW-SE trending alignment also observed within the crater (Fig 2.6). This linear feature seems to extend southwards whereas others are located on the flanks of the Pichi-Llaima (Fig. 2.6).

This phase began with a continuous record of TR with interspersed LP events. On January 25 this TR stabilized and after 4h the activity evolved into a cyclic signal or banded TR, which lasted until January 28 when again the signal became continuous (Fig. 2.2c, Table 2.2). The main characteristics of

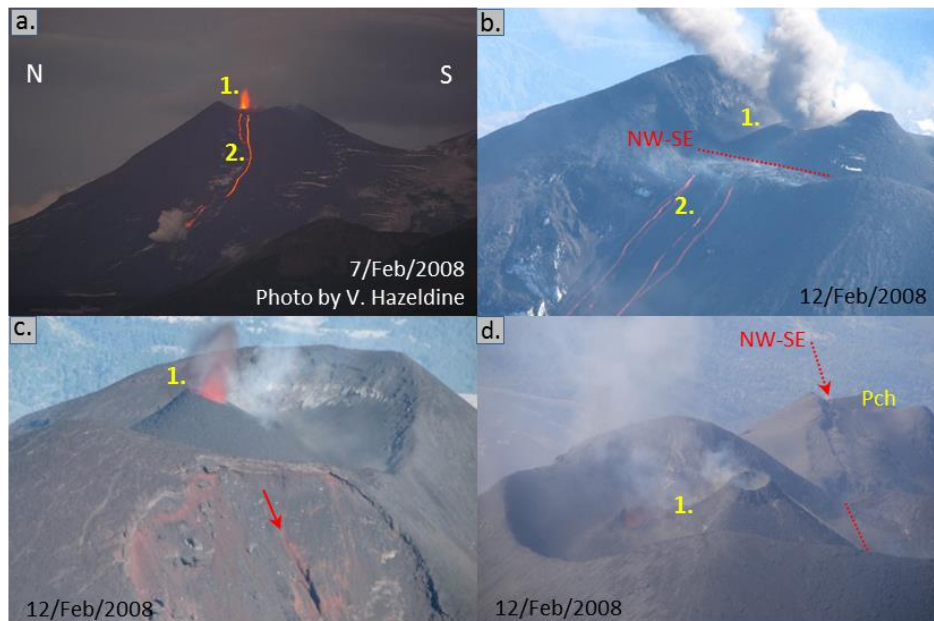


Figure 2.6 Strombolian activity and lava emissions during February 2008. The two photographs at the top highlight the explosive activity taking place on two cones nested in the crater (1), and two lava flows (2) extruding from two vents located on the west side of the crater rim. The photographs b, c and d, show the crater area with the largest scoria cone (1) and the top of the SE fracture (left), and the NW-SE trending feature that isolates the strombolian activity from the lava extending to the flank of the Pichi-Llaima cone -Pch- (right).

this banded TR (Fig. 2.7) were the record of 25 cycles separated by ~60 min, with durations was ~30 min each cycle on average. No visual correlation between banded TR and surficial activity was reported. Until February 3 at ~17:00, seismicity remained with continuous TR and the sporadic occurrence of LP events, showing only small oscillations in amplitude (Fig. 2.2c).

From this time on, a gradual increase in the amplitude of the TR signal was observed, reaching a value of $D_R \sim 25 \text{ cm}^2$ while maintaining its spectral content. Along with this seismicity, an intensification of lava flow activity was observed, with the occurrence of low energy explosions and pyroclastic ejections from at least four minor vents located within the crater. During some days between 6 and 10 February it was possible to observe lava flows and discrete explosions from two centers simultaneously active. This activity was mainly characterized by spatters projected up to 500 m above the vent, while lava flowed mainly on the W flank, occasionally flowing below the existing glacier.

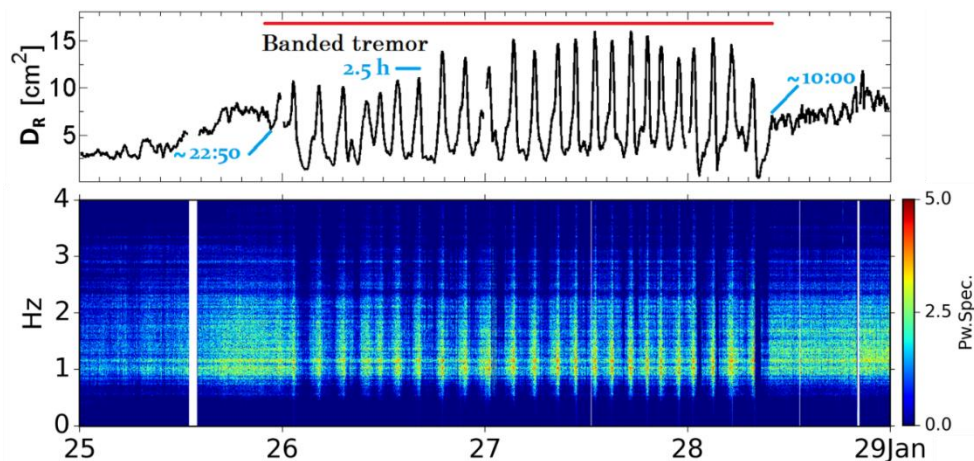


Figure 2.7 Banded TR recorded between January 26 and 28, 2008. (*Top*) A detailed variation of reduced displacement associated with banded TR occurred days before the climactic activity (Fig. 2c). In general, an ascending trend in seismic amplitude is observed throughout most of the cycles. Note the regularity spacing of around 2.5 hours between cycles indicated with a horizontal blue line. (*Bottom*) The spectrogram shows the main frequencies and the stability of the banded TR, with most of the energy in the frequency band 0.8-3Hz.

The most energetic period was associated with eruptive column heights of up to 6500 m a.s.l. and lava flow rates up to $10 \text{ m}^3/\text{s}$ on February 12. This phase ended with an abrupt decrease in the seismic activity, with the amplitude of the signal decreasing ca. $40 \text{ cm}^2 D_R$ in only 6h (Fig. 2.2c), and with the concurrent decrease in the intensity of the explosive and effusive activity at the crater.

2.6.5 Low level seismic activity, phase 5: (February 13 to June 26, 2008)

During this phase the effusive activity ceased and the observed surficial activity only consisted of gas emissions and minor ash-rich explosions taking place in the crater (Fig. 2.8). Observations from an overflight in April showed a subtle alignment oriented NW (Fig. 2.8). In addition, effusive vents seem to be controlled by hidden fractures that isolate them from the feeder of the strombolian cone (Fig. 2.8). Closer observations of the main pyroclastic cone that grew inside the crater during the previous phase showed a complex structure with seven minor vents, three of them with gas emission. In general, during this period weak columns of gases, ash and steam were observed with heights that did not exceeded 500 m above the crater. Also as occurred since January 2008, some low-energy explosions were also observed in the fractures of the SE flank of the volcanic edifice. No clear association between seismic signals and explosions happened, only sporadic TR occurred and, multiple LPs were recorded with frequency peaks varying (Fig. 2.2a, Table 2.2).

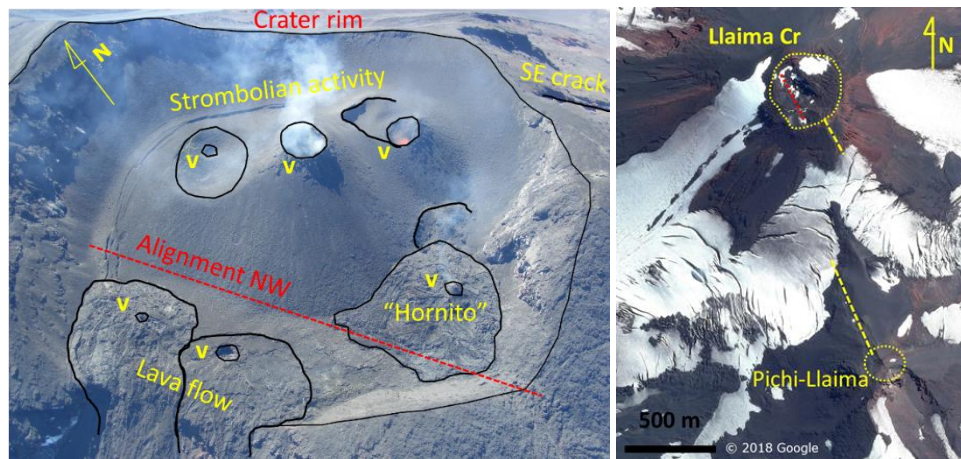


Figure 2.8 Aerial view of the crater in April 2nd of 2008 highlighting the cessation of lava emissions and remaining fumarolic activity in the nested cones. The alignment NW (dashed red line) stands out separating the explosive activity from lava flows on the west side of the crater rim, v indicate the vents) (left). Image from Google Earth® show those alignments with same tendencies NW-SW (dashed yellow line), Llaima and Pichi-Llaima craters, and dashed red line indicate the alignment NW (both).

2.6.6 Reactivation of the transitional hawaiian/strombolian activity, phase 6: (June 27 to July 28, 2008)

This period showed a reactivation with four different eruptive episodes in middle of which there were brief periods of low activity. Eruptive events exhibited again the coexistence of eruptive styles, including lava flow and fountaining which diminished in power throughout this phase. Several explosions and pyroclastic ejections were observed on the nested craters within the main crater, coexisting with lava emission (Fig. 2.9). Based on the different styles of activity this phase was subdivided in four episodes as described next.

2.6.6.1 Eruptive episode 1: June 27 to July 11

This episode was characterized by the effusion of two lava flows and explosions from those vents located at the E and middle of the crater, reaching heights of up to 800 m above the crater. The lava flows were directed to the W and SSW, with an estimated emission rate lower than $10 \text{ m}^3/\text{s}$. Seismic activity peaked on July 5 (Fig. 2.2d, Table 2.2) and this amplitude increase seems to be related to strombolian activity. Although weather conditions did not allow clear observations of the summit area, incandescence from the main crater and several explosions were reported. Also, new banded TRs were recorded (Fig. 2.10); thirty eight cycles of banded TR were observed on July 4-7, after which the seismicity changed to a continuous TR of lower amplitude (Fig. 2.2d). Although this banded TR had similar frequency contents gently, the energy of the seismic signal looks different from that recorded for the banded TR in January, which was more regular.



Figure 2.9 Photographs of the 3 and 26 July, 2008 eruptions exhibiting different styles of activity taking place simultaneously. (1) and (3) shows the evidence of strombolian activity, note the pyroclastic cone formed by the continuous explosions; (2) sources of lava flowing to west and southwest side. These phenomena were repetitive during July 2008 eruptions.

On July 10 at ~07:15h a new eruptive event began. The D_R of the continuous seismic signal changed compared with the previous eruptive processes but its spectral content remained similar (Table 2.2). Based on the seismic record and direct observations, the culmination of this eruptive event occurred at around ~12:50h followed by a considerable decrease in TR amplitude (Fig. 2.2).

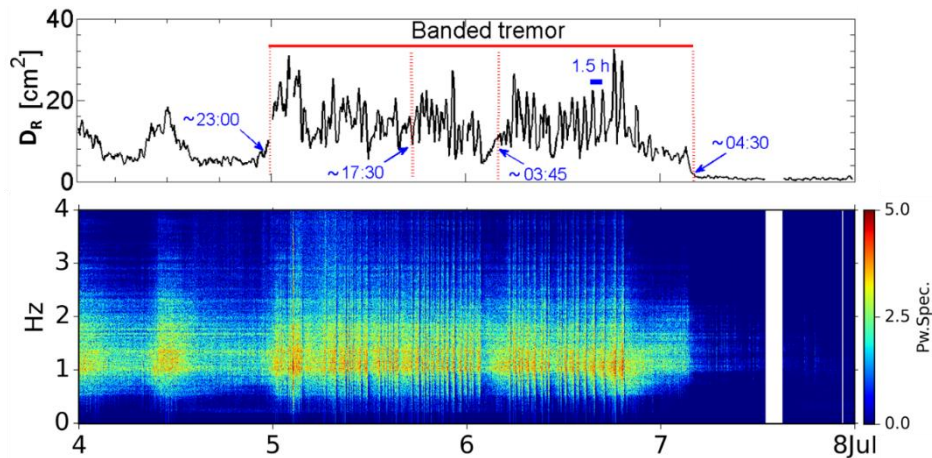


Figure 2.10 Moving average of the D_R and spectrogram of banded TR during phase 6 of July 4-8 2008. The horizontal red line represents the recording time of the banded TR grouped in three different regularities (dashes red lines). Note that this episode of banded TR is different from that in phase 4 (Fig. 2.7). These are irregular cycles in time and amplitude, and the TR signal decayed days before the eruption of 10 July.

2.6.6.2 Eruptive episode 2: July 14 to 15

This eruptive episode began with a gradual increase in TR amplitude and a few LP events, with a sudden increase during a time-span of 40min in which the TR reached its maximum amplitude at ~20:00h (Fig. 2.2e, Table 2.2). Several explosions were observed on July 14, with column heights reaching >500 m and 2500 m above the vent, at ~17:30 and ~19:20h, respectively. Small lava flows were observed towards the W and S, in addition to strombolian explosions in one of the summit cones. Detailed observations of the explosive activity were not possible because of weather conditions. On July 15, weak gas and ash emissions were noticed reaching ~300 m above the crater, which were associated with a decrease in seismic energy (Fig. 2.2e).

2.6.6.3 Eruptive episode 3: July 19 to 20

On July 19 TR amplitude exhibited a rapid increase and was associated with small explosions producing ash emissions (starting at ~11:50h) that reached less than 200 m above the vent. Five hours later, a new lava flow was observed melting the glacier on the W flank of the volcano. Meanwhile explosions continued taking place at the main pyroclastic cone nested on the crater, sending incandescent material up to 500 m above the crater. At ~16:20h the seismicity exhibited a rapid increase in the reduced displacement (Fig. 2.2e). This intense activity lasted for only 3h (until ~19:20) after which ash emissions ceased altogether. The next morning, only weak and sporadic ash emissions were observed, while the seismicity continuously decreased until it reached background levels on July 21.

2.6.6.4 Eruptive episode 4: July 26 to 27

This episode was characterized by explosions with the largest magnitude (beginning at ~22:45h) of this phase sourced from two pyroclastic cones located inside the summit crater (Fig. 2.9), which generated a 7 km high column and threw bombs reaching ≥ 1 km above the crater, and lava flows with a higher emission-rate. The explosions alternated with lava fountains of up to 800 m high (Fig. 2.9); also lavas with apparent higher emission-rates were observed flowing on the W flank. From ~23:45 the same day, the frequency of explosions declined, and the lava flow was continued. At 01:00 on July 27, the effusion of lava flows from the western crater were discontinuous along with strombolian activity from the center vents. At ~04:00 the explosions occurred every 2 to 3min, with ballistics not exceeding 300 m height above the summit. This strombolian activity was declined gradually and would have definitively ceased at around 09:00 on July 27, in correlation with the decrease in seismic activity (Fig. 2.2e).

2.6.7 Continuous low level activity, phase 7: (July 28, 2008 to March 30, 2009)

This period was characterized by low seismic energy, with D_R lower than 3 cm^2 (Fig. 2.2a and Table 2.2) with weak gas emissions from the nested pyroclastic cone. No direct observations were made during the first half of August due to weather conditions. From August 15 to September 3 minor explosions and sporadic ash emissions were observed. In September observations of the summit area allowed the identification of two well defined nested craters. The seismic TR showed variations in amplitude with time-durations of 3 to 15min, separated by 5 min to 1 h of no TR. In December 2008-January 2009 there were reports of weak and sporadic emissions of gas and ash from the active crater.

2.6.8 Mixed strombolian/hawaiian eruptive activity, phase 8: (April 3 to 7, 2009)

During this phase a second paroxysm was observed. At ~00:00 on April 4 local communities reported incandescence at the crater. Later at ~04:30 a strombolian eruption began throwing pyroclasts up to 700 m above the crater, with explosions occurring every 3s. In addition, lava began to extrude on the W side of the crater. At ~16:00 observations from an overflight verified the development of three lava flows descending towards the W, and a dense black column of gas and ash reaching 7 km height that formed a plume moving 100 km to the SE and E. In addition, activity was perceived from the fracture on the SW side, showing ash and gas emissions (Fig. 2.11).

During April 5-6 observations were not possible due to weather conditions. However, the sound of explosions and the characteristics of the seismicity suggest that the eruptive activity remained similar to what was observed in April 4. On the morning of April 7, only gas and ash emissions were observed, consistent with the low level of registered seismicity. During an overflight on the same day, a larger pyroclastic cone was observed exceeding in about 70 m the main crater rim. Also, four smaller craters with no sign of activity were evident and two lava flows were distinguished on W flank reaching ~1 km on the flank.

Unlike previous eruptive episodes with no clear signs of precursory activity, this episode was preceded by local tectonics events distributed in two different clusters, one with 13 earthquakes located 18 km S of crater and with magnitudes up to 2.7, registered between January and March 2009; the second comprising 12 earthquakes located 13 km E of the active crater, with magnitudes up to 2.3 and depth of 4 km, concentrated on March 31.

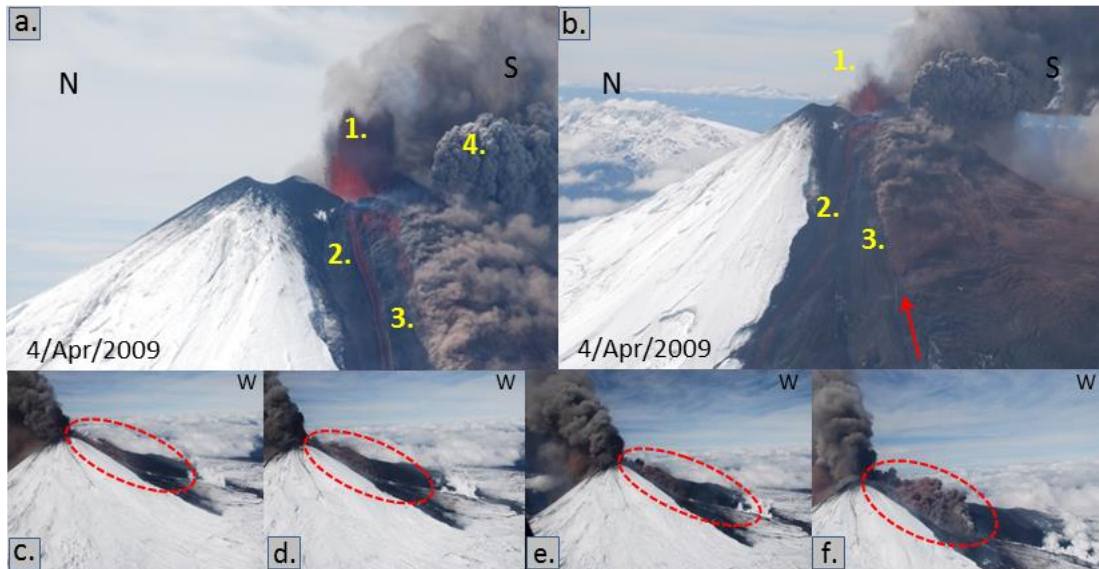


Figure 2.11. Aerial photographs of the April 4, 2009 eruption. (*Top*) Several vents and types of activity could be recognized. 1: lava fountaining ~150 m high, 2: gently lava flows, 3: abundant ash emissions from the southwest fracture (red arrow in b.), 4: ash-rich explosions from a vent located within the main crater area. (*Bottom*) A sequence of four aerial photographs (c-f) that exhibit a growing ash cloud coming out from the whole southwest fracture (red oval).

2.6.9 Decreasing activity, phase 9: (April 7 to December 2009)

During the months of April to July the volcanic activity consisted mainly of emissions of gas and ash from the south-eastern fracture, reaching heights of up to 300 m above the crater, along with sporadic incandescence. Both ash emissions and observations of incandescence decreased with time. Until the end of 2009, continuous emissions of gas were observed at the summit and along the fractures on the flanks.

2.6.10 Correlation of Long-Period seismic events between 2007 and 2009

From the abundant LP seismicity registered in LLA station, about 1700 earthquakes were chosen from April 2007 to October 2009 for a cross-correlation that revealed very low waveform similarity. It was already evident in the seismicity analysis that the waveforms were characterized by having different signatures (Fig. 2.12), an observation corroborated with the result of the correlation matrix (Fig. 2.13). There were events with high correlations (>0.8) during and after the eruptions of January 1 and June 27, 2008 (Fig. 2.13). During other eruptive phases, which have abundant LP seismicity, there was a tendency to have lower correlation values, even reaching values below 0.6 (Fig. 2.13). Assuming that a large part of the results shows a low similarity between the waveforms, their spectral contents and specifically their

frequency peaks differ from each other, also showing distinctive features (Fig. 2.12). Besides the above characteristics, spectral width presents values ranging between ~ 0.8 and ~ 3 Hz. These results are as expected for seismicity with different origins and/or generation mechanisms (Chouet, 1988; 1992).

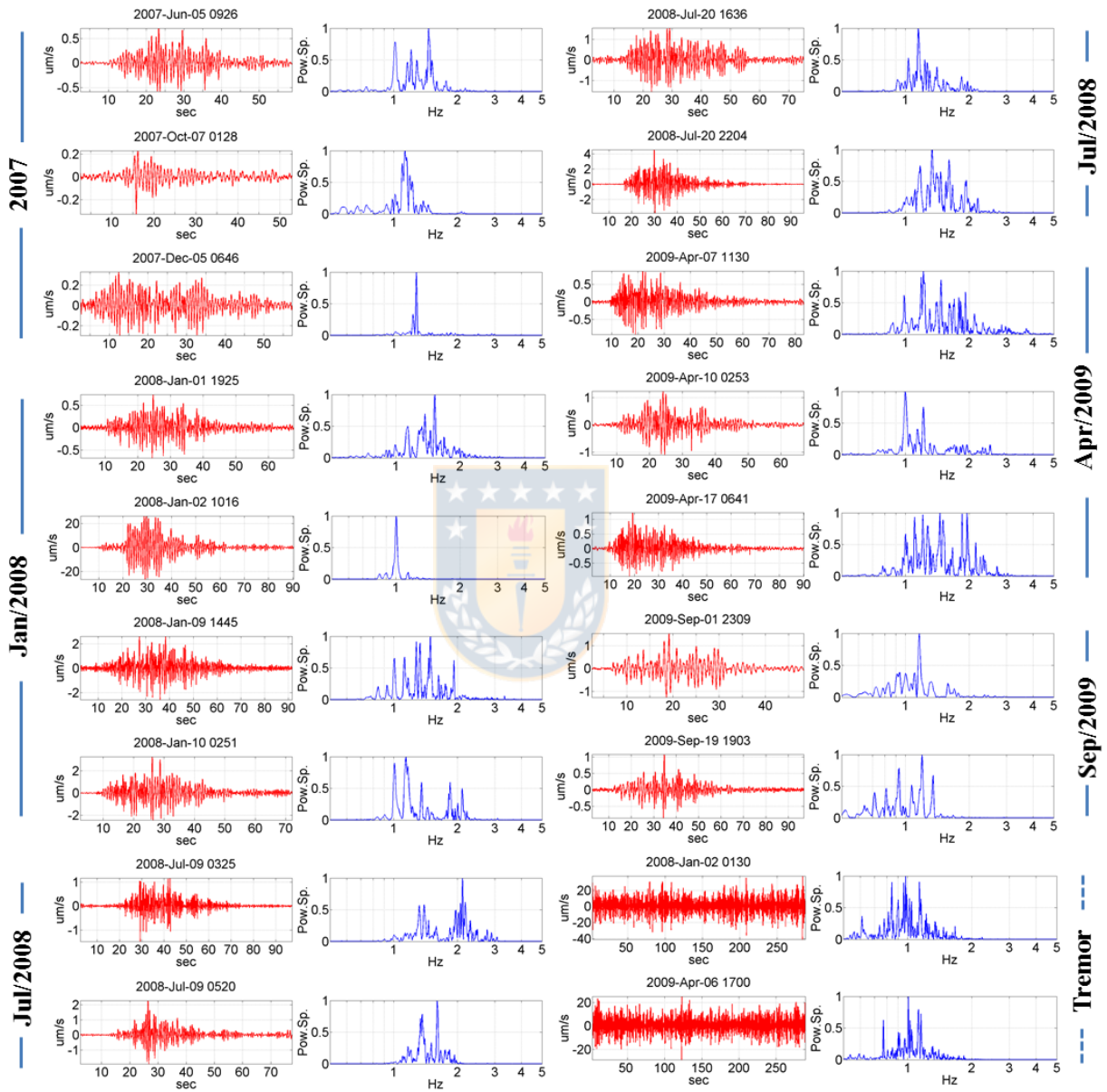


Figure 2.12 Examples of LP and TR seismicity, shown in chronological order, recorded at station LLA between June 2007 and September 2009. Waveforms are shown in red and their normalized spectrum in blue. Although most of the energy of these seismic events is in the band 0.8-3 Hz, their different waveforms and location of their dominant spectral peaks suggest different sources.

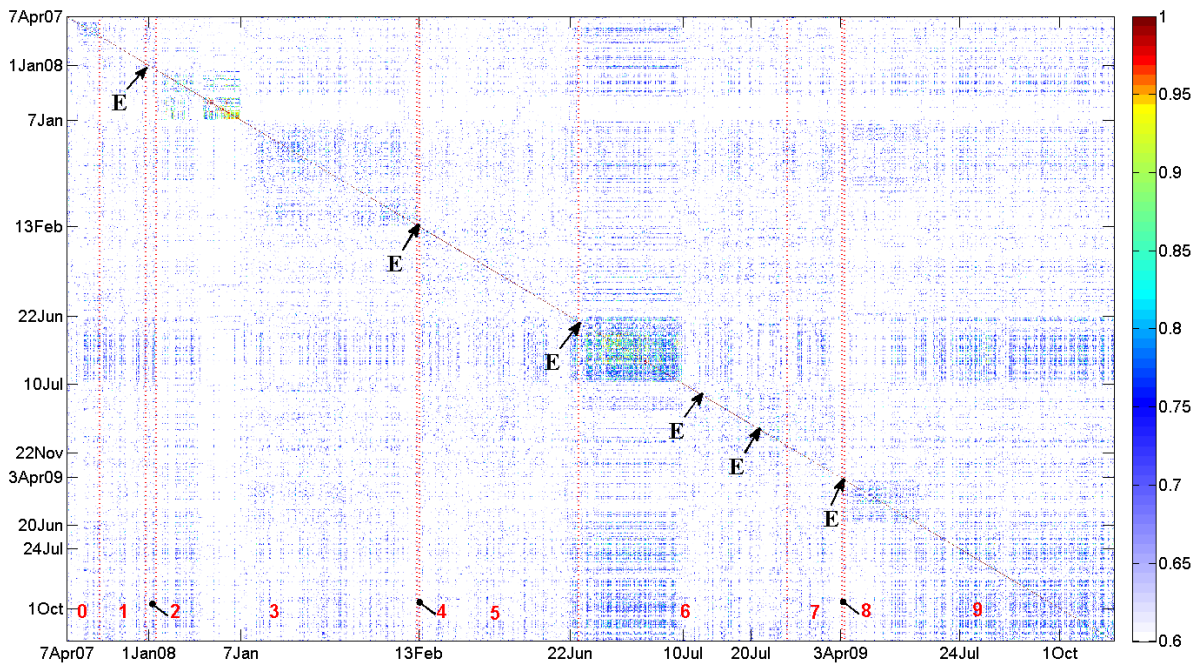


Figure 2.13 Cross correlation matrix of LP events identified at Llama volcano at a single station between April-2007 and October-2009. A total of 1700 seismic events were chosen manually from the seismic record, and they are shown in temporal order along the x and y axis. All events were cross-correlated and their correlation coefficients are shown on a color scale. Warm colors indicate high similarity of events. The diagonal shows the autocorrelation of each event with itself (cross correlation coefficient of 1). "E" indicates the start time for 6 eruptions (Table 1). The hatched red lines and number indicate the eruptive phases.

2.7 Discussion

Llama is one of the most active volcanoes in the Southern Volcanic Zone, with 48 eruptions documented since 1640. However, the first instrumental record of the eruptive activity corresponds to the period included in this report, with no historical record of instrumental data neither observations from photographic catalogue for eruptions that occurred before 2007. This fact, and the small seismic network installed at that time, limits more exhaustive analysis. However, despite the limitations, this is the first comprehensive integration of the seismological data with direct observations of the evolving eruptive activity. Here we discuss salient aspects as the rapid onset of these eruptions, the main feeder structures and their possible connection with the long-term geological morphostructure recognized from the distribution of the vents, the eruptive styles and the processes involved.

2.7.1 The rapid onset of the eruptions

The 2007-2009 eruptive period included several different eruptive behaviors. Seven months prior to the first sudden eruption in January 1st 2008 VEI 3 (Figs. 2.2, 2.3), ash-rich emissions including

juvenile material were released from the main crater, which is evidence of fresh magma reaching shallow levels within the edifice. Analysis of melt inclusions and zoning patterns led Ruth et al. (2018) to interpret that the magma migrated from deep levels (~8 km depth), became shallower with time, and about 6 months before the eruption it reached 3–4 km depth. The onset of the eruptions took place with only a few minutes to hours of unrest (Fig. 2.2), and no clear seismic or visual warnings were observed in advance. This behavior agrees with the petrological evidence of rapid ascent of mafic magmas to shallow depths (Dungan et al., 2008).

Throughout this period the paroxysm activity consisted of violent strombolian explosions, lava fountaining, explosive activity through fractures, and lava flows (Figs 2.3, 2.5, 2.6, 2.9, 2.11). Likewise, the eruptions ended over minutes to hours, after which only passive degassing and few explosions were observed. In between eruptions the seismicity was characterized by LP events and TR of low magnitude (Fig. 2.2), and the absence of volcano-tectonic earthquakes.

Most worldwide eruptive activity is preceded by monitoring signals that somehow indicate destabilization of a magmatic system (Chouet and Matoza, 2013). However, even the more sophisticated monitoring networks could fail in detecting the unrest operationally, although retrospective analysis usually detect distinctive features (Collombet et al., 2003; Aiuppa and Federico, 2004; Aiuppa et al., 2007; Johnson et al., 2010; Kato et al., 2015; Murase et al., 2016). In the case of Llaima, there is no clear change in the energy or spectral content of the seismic signals (TR and LP), and there is no other evidence that could be interpreted as the initiation of an unrest period.

Volcanoes with some similarities in terms of composition and eruptive styles, such as Mt. Etna, Stromboli and Pavlof, among others, have exhibited similar behavior regarding the weak precursory signals before the occurrence of paroxysmal events. Sometimes only a minor increase of the power of the seismic signals (LP and TR, mainly) was observed. For Etna, Lokmer et al. (2008) discuss the temporary evolution of the 2004-2005 activity and based on the absence of changes they found no obvious link between LP activity and the eruption; Saccorotti et al. (2007) highlight the absence of correlation between the occurrence of LP activity and the effusive eruption on September 7 of 2004; Privitera et al. (2003) observed that in 1989 eruption there was no relationship between seismic TR and the occurrence of two sudden phreatic eruptions. Pino et al., (2011) highlight the complexity of finding precursory signs at Stromboli volcano where only a detailed analysis of the April 2003 paroxysmal eruption allowed them to find LP events and TR hours before that paroxysm. Pavlof volcano is

characterized by having frequent eruptions, often also with a rapid onset; this volcano began a new eruption abruptly on 14 August 2007 after a minor increase in seismicity on the previous day; Waythomas et al. (2008) showed that Pavlof was seismically quiet in early August, with occasional small earthquakes within the range of normal background activity.

The precursory signals observed and the seismic activity recorded during the Llaima eruptions have similar characteristics of those described in volcanic systems with similar composition and eruptive styles (Schick, 1988; Cosentino, et al., 1989; Gresta, et al. 1996; Vezzoli and Corazzato, 2016; Andronico and Pistolesi, 2010; Pesicek, et al., 2018). In this context, our observations were the absence of low energy LP events prior to the gradual increase of the TR minutes before eventual paroxysms. This behavior is similar in those volcanic systems with open vents, where magma can ascend rapidly without need of hydraulic fracturing and thus absence of any relevant signals, or only some very low energy events.

2.7.2 Multiple vents, fractures and eruptive styles

Observations of the eruptive activity at the crater during the whole eruptive period indicate the presence of different vents with contrasting eruptive styles (Figs. 2.3, 2.5, 2.6, 2.8, 2.9 and 2.11). Furthermore, it was possible to identify at least two active fractures; the SE fracture is located ~50-700 m below the crater area, while the SW fracture was located between a few meters and ~800 m below the crater (Figs 2.3, 2.11). Although these fractures showed some weak explosive activity, none of them erupted juvenile magma and there are no reports of activity from these fractures during past eruptions hence they probably represent overpressure of the upper conduit released through the fractured upper slope.

Petrological and petrographic investigations of recent eruptions of Llaima volcano (Dungan et al., 2008; Bouvet de Maisonneuve et al., 2012; and Ruth et al., 2016, 2018), reveal the presence of a complex system of dikes and magma pathways, suggesting that magmas are most probably stored as many individual batches of crystal mush perhaps in anastomosing dikes (Bouvet de Maisonneuve et al., 2012). A consequence of this model is that within the volcanic edifice could be several independent conduits, all of them controlled by the regional stress regime. Consistent with our observations, some of these structures could reach the surface allowing the presence of numerous centers of emission (vents and fractures) with different eruptive activity.

On the other hand, the alignment observed in the crater by April of 2008 (Fig. 2.8), could be interpreted as a structural boundary with NW direction that conditions the eruptive styles observed at different vents: gently lava flows to the W, and lava fountaining plus strombolian activity to the E of it. This alignment in turn is parallel to the alignments observed on the northern flank of Pichi-Llaima parasitic cone (Figs. 2.6, 2.8).

If the core of the volcanic edifice consists of multiple dikes, with several of them intersecting its flanks generating fractures on the surface, it is possible to infer that this arrangement of dikes and fractures make the upper part of the edifice structurally weak modifying the regular pattern expected. In fact several images show possible subsidence and a scar of incipient sector-collapse in the SE side (Figs. 2.5, 2.6), after the first eruptions of January 2008. This incipient subsidence was not enough to trigger a lateral collapse, which would have potentially catastrophic consequences (Acocella, V., 2014). Studies carried out in volcanoes with evident instability have revealed that structural aspects of the edifice and physicochemical conditions of the magmas compromise the stability of the flanks of the volcano (Heap et al., 2016). Some examples of localized instability were observed at Etna volcano in 2002 (Acocella and Puglisi, 2013) and at Stromboli volcano in 2007 (Neri and Lanzafame, 2009). We suggest to consider this new behavior in hazards assessments.

A variety of explosive styles including strombolian and hawaiian events were observed in several episodes, including the coexistence of both styles (Figs. 2.3, 2.5, 2.6, 2.8, 2.9 and 2.11). Strombolian and hawaiian eruptions have been widely described in the literature (e.g., Taddeucci, et al., 2015; Parfitt, 2004). According to Parfitt and Wilson (1995), magma rise speed (which relates to flux rate and geometry) is the primary control on eruption style. The flow regimes are believed to be different in these two types of activity, with a slug flow associated with strombolian eruptions and annular flow in hawaiian ones (Vergnolle and Jaupart, 1990). Viscosity and gas content also affect magma ascent velocity, but does not cause, directly, activity to change from hawaiian to strombolian (Parfitt and Wilson, 1995). At Llaima, Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) argued that there is no clear correlation between the content of some fluids (H_2O and CO_2) into melt inclusions and the magma that evolves as it rises. One way for explaining the general lack of correlated degassing and magma evolution trends is to consider magma storage in multiple dike-shaped bodies. Each body has a slightly different composition, depending on its degree of crystallization among other parameters, but all bodies undergo degassing in a similar way. Furthermore, Dungan et al. 2008 and Bouvet de Maisonneuve et al. 2012, also indicate that the degree of crystallinity inside the dikes varies, which directly affects the speed of

ascent and degassing of the magmas inside the dikes. The latter would be primary controls of the eruptive styles, which were also accompanied by different seismic pattern.

2.7.3 Seismic observations

The eruptive period 2007-2009 was characterized by LP seismicity and TR episodes involving 99% of the total seismicity. Ruth et al. (2016) and Bouvet de Maisonneuve, et al. (2012) proposed a passive degassing of a magma body as it ascends from a deep reservoir; this passive degassing could be associated with numerous LP seismic events. This seismicity was recorded in different phases before and after the eruptions. The low similarities of LP waveforms (Figs. 2.12, 2.13) suggest the action of multiple sources with no repetitive seismic events. The temporal series, waveform and spectral characteristics of this signals show an aleatory behaviour prior to the eruptions (bandwidth between 1 and 3 Hz, Fig. 2.12), with no clear pattern that would allow using this type of events as premonitory signals. The spectral characteristic both LP and TR seismicity, suggest different geometries and/or flux rate and ascend velocities of magma, which are coherent with the eruptive styles observed, nevertheless, the narrow bandwidth and range at dominant frequencies (~1-3 Hz) through the entire period of activity, suggest subtle changes in the magma compositions, rheology behaviour (viscosity and crystallinity) and gas content, in agreement with petrographic studies over eruptive products of 2008 eruptions.

Dungan et al. (2008) and Bouvet de Maisonneuve et al. (2012) also suggest that magmas associated with the 2008 – 2009 eruptions were stored at shallow depths, ≤ 4 km below the base of the volcanic edifice, where they suffered a great degree of degasification and crystallization; this magma at most, was stored as individual batches of crystal aggregates, and possibly as a network of anastomosing dikes. In this scenario, the absence of VT seismicity observed during the study period, which is typically associated with magma intrusions, is indicative of a magma experiencing low resistance as it ascends through the plumbing system of the volcano. Thus, we suggest that the seismicity pattern is evidence of a magmatic plumbing system at Llaima volcano shaped for several structures with independent outputs in surface and it behaved as an open conduit in the 2007-2010 eruptive processes.

Another key topic concerns the onset of the eruption. Although the first ash-rich explosions were observed in May 2007, which could mark the beginning of the eruptive period, there were no clear signals of magma migration in the seismicity, recording only low energy LP events and TR associated to small explosions in May and June of 2007. In this period, InSAR studies show the absence of crustal deformation (Fournier et al., 2010; Remy et al., 2015; Delgado et al., 2017). This apparent absence of

volcanic deformation and short-term precursor events, with a rapid ascent of magmas to shallow levels and sudden eruptions, poses a challenge to volcano monitoring and timely forecast.

2.8 Conclusions

Observations of the eruptive behaviour that resulted from this study, allowed us to draw the following concluding remarks:

1. The observations showed that the eruptive activity was concentrated in at least six vents distributed in the crater, with a varied appearance throughout the process, and at least two fractures with SW and SE orientation in the upper part of the volcanic edifice. Likewise, a subtle alignment was observed inside the main crater, with NW direction.
2. The observed eruptive style was characterized by an alternation and coexistence of strombolian and hawaiian styles, as evidenced by the photographic record and the visual observations. The vents located to the W side of the crater, exclusively exhibited gentle lava flows, while the vents placed inside the central location in the crater (delimited by the mentioned NW alignment), showed intermittent strombolian activity and lava fountaining. In general, the activity related to the fractures was characterized by explosions, without lava flowing by them.
3. Volcanic seismicity was dominated by LP and TR, with absence of VT events during all eruptive periods. The spectral content of the LP and TR were constrained within a narrow band of 1-3 Hz, however, the waveform correlations for the LPs were mostly low ($C_c < 0.6$), suggesting in principle a multiplicity of sources in its generation, which is consistent with the different eruptive styles observed, and with the petrological studies that propose a complex network of dykes, those that have surface expression, evidenced by the structures mentioned above.
4. A special feature of the seismic behaviour was related to the absence of clear precursory signals immediately before the six registered eruptive processes, with a rapid ascent of magmas to shallow levels and sudden eruptions. This poses a challenge to volcano monitoring and timely forecast. Additionally, one characteristic of these eruptive processes was their abrupt ending, both seismically and in terms of surface expression.

5. The absence of deformation observed by InSAR, absence of VT earthquakes associated with magmatic intrusion, as well as the sudden onset of eruptions without clear precursor signals, indicate that the Llaima Volcano in the eruptive period 2007-2009 behaved like an open conduit system.
6. The presence of active fractures on the slopes of the volcanic edifice, and the network of dikes of the feeding system that reaches the surface, indicating that the upper part of the cone could be an unstable and essentially weak. This should be considered in a future evaluation of hazard of the Llaima Volcano.

2.9 Acknowledgements

This research has been partly partially funded by Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), Red Nacional de Vigilancia Volcánica (RNVV), that are part of Sernageomin (Chilean National Geological Survey). The authors are grateful with Chilean projects Fondecyt 1151175 and FONDAP 15110017. Universidad de Concepción supports the first author providing a doctoral student grant. We would like to thank the seismological team of OVDAS to support the authors performing the primary processing of the seismic data, and especially to Hugo Moreno who shared many of the photographic files used in this work. L.F. acknowledges to Mónica Mantilla for her useful comments. S. Prejean and an anonymous reviewer are acknowledged for their useful comments and suggestions. We appreciate the help of Dylan Mikesell, Alex Miller, and Oliver Lamb reviewing this text. The Generic Mapping Tools (GMT) software (Wessel and Smith, 1991) was used to create several figures.

CAPÍTULO III: Disminución de la actividad volcánica del Llaima posterior a la ocurrencia del terremoto del Maule de 2010

3.1 Resumen

La última erupción del volcán Llaima ocurrió en Abril de 2009, once meses después en febrero de 2010, se generó el terremoto del Maule de magnitud M_w 8.8. Aunque en el contexto de una fase de actividad decreciente para el volcán Llaima, la sismicidad volcánica experimentó una marcada disminución junto con la activación de otras estructuras en el 2010, posiblemente influenciados por la generación de ese terremoto. Minutos después de generarse este gran sismo, abundante sismicidad tectónica ubicada a 17 km al sur del cráter del Llaima se observó en los registros de la red instrumental del volcán, con una clara asociación de ruptura superficial en la zona epicentral. Líneas temporales de sismicidad indican que cuatro meses después de ocurrido el terremoto del Maule, un notable y repentino descenso en la actividad sísmica volcánica (LP y tremor) se experimentó. Una posible causa de esta abrupta disminución de actividad volcánica y activación de otras estructuras, puede modelarse como efecto de la variación del estrés de Coulomb en las estructuras receptoras como consecuencia del paso de las ondas sísmicas del terremoto. Cálculos iniciales de transmisión de esfuerzos normales modelados con el software Coulomb, sugieren que el Volcán Llaima podría estar ubicado en una zona donde se incrementaron este tipo de esfuerzos para estructuras con dirección SE. Una grieta ubicada en los flancos del edificio volcánico con orientación SE, lució activa durante todo el periodo eruptivo y coincide con la ubicación de la mayoría de epicentros de sismicidad LP (2010-2013), indicando que podría ser una alternativa para adoptar como estructura receptora en este modelamiento.

Otro aspecto a resaltar del Volcán Llaima, está relacionado con la ausencia de actividad que contempla ~10 años desde la última erupción en Abril de 2009. Realizando una línea temporal con las erupciones ocurridas desde 1852, se observa que este periodo de 10 años de relativa calma ha sobrepasado los máximos, los que habían alcanzado gaps hasta de 8 años.

3.2 Introducción

Chile está localizado en un lugar geográfico donde la interacción de las placas tectónicas Nazca y Sudamericana, facilita la generación de grandes terremotos y actividad eruptiva, con un eje volcánico en la cordillera continental de los Andes, subparalelo a la fosa ubicada a 300 km al W (Fig. 1.1).

El volcán Llaima es uno de los volcanes más activos de Sudamérica, con un amplio registro eruptivo desde 1640, destacándose al menos unas 11 erupciones violentas. Desde 1852 se han registrado cerca de 50 erupciones, con un promedio eruptivo cada 3.5 años (Naranjo y Moreno 1991). Otros estudios estadísticos han referido una recurrencia eruptiva para eventos con un IEV ≥ 2 de ~ 6 años (Dzierma y Wehrmann, 2010). El último periodo eruptivo 2008-2009 en el Volcán Llaima, tuvo 6 erupciones destacadas, siendo su inicio y final las erupciones mayores: Enero 1 de 2008 (IEV 3) y Abril 4 de 2009 (IEV 2), respectivamente.

Sismicidad asociada con la actividad volcánica alrededor del mundo, ha sido ampliamente estudiada (Chouet y Matoza, 2013 y bibliografía incluida). En el volcán Llaima se ha registrado principalmente eventos asociados con la dinámica de fluidos, particularmente sismos de largo periodo (LP) y tremor (TR); de otro lado, sismicidad volcano-tectónica (VT), relacionada con procesos elastodinámicos involucrando ruptura de material frágil en la cercanía o al interior de los conductos volcánicos (Power et al., 1994), no fue registrada durante este periodo eruptivo. Otros eventos sísmicos asociados con la actividad en fallas geológicas cercanas, fue detectada principalmente a 17 km al sur del cráter principal (donde ocurrió abundante sismicidad tectónica) y 13 km al SE, sismicidad generada cuatro días antes de la erupción de Abril del 2009 (Fig 3.1).

Observando la sismicidad volcánica, posterior a la última erupción de Abril de 2009, la actividad volcánica disminuyó paulatinamente desde octubre de 2009 (sismicidad LP y TR, observaciones visuales), pero un descenso repentino en el registro de sismicidad LP y TR fue evidente en febrero y junio de 2010, donde el número de eventos y la energía disminuyeron a niveles mínimos.

El 27 de febrero de 2010 a las 06:34 UTC un terremoto de M_w 8.8 generó un área de ruptura aproximada de 500 km paralelo a la fosa y a la costa de Chile (Moreno y otros 2012, Fig. 1.1). Este sismo produjo un tsunami y abundante sismicidad menor en el área continental de Chile (Lupi y Miller, 2014; Farías y otros, 2011).

Con relación a la relación terremoto-volcanes, estadísticamente se ha observado que existe una tendencia a ocurrir erupciones después de grandes terremotos (Watt y otros, 2009) y es ampliamente aceptado que esos grandes terremotos pueden gatillar erupciones (Bonali y otros, 2013; Eggert and Walter, 2009; Walter and Amelung, 2007; Barrientos, 1994). Luego de ocurrido el terremoto del Maule, varios volcanes en Chile presentaron incrementos en la actividad, incluso con el registro de erupciones,

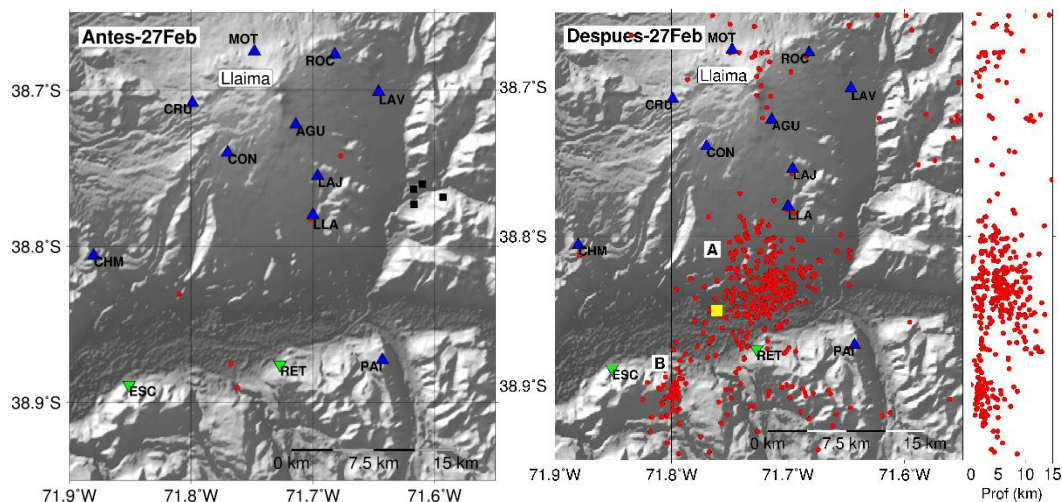


Figura 3.1 Red instrumental y sismicidad tectónica para el volcán Llaima (2010-2013). Se muestran las localizaciones epicentrales de la sismicidad tectónica antes (*izquierda*) y después (*derecha*) del terremoto del Maule. La sismicidad ocurrida en Marzo días antes de la erupción de Abril de 2009, se indica en cuadrados negros (*izquierda*); otra sismicidad en círculos rojos (clúster A y B) a la *derecha*, fue generada minutos después del terremoto del Maule (Mw 8.8); un perfil N-S con la profundidad de los sismos se muestra a la *derecha*. El cuadrado en amarillo indica una zona de ruptura asociada a esta sismicidad. Los triángulos de color azul señalan la red permanente del Sernageomin y los triángulos invertidos estaciones temporales. Fuente: Elaboración propia.

Peteroa (2010), Caille (2011), Copahue (2011), Villarrica (2015), Calbuco (2015) y Chillán (2015) (<http://www.sernageomin.cl/red-nacional-de-vigilancia-volcanica/>). Con relación a la transmisión de esfuerzos por parte de los terremotos, dos clases principales de esfuerzos se han enunciado: dinámicos y estáticos (Hill y otros, 2002; Manga y Brodsky, 2006; Walter y otros, 2009). Los estáticos están directamente relacionados con la suma de los esfuerzos de cizalla y normales que favorecen zonas de carga y descarga de estrés. Para el caso de las estructuras que alimentan o conectan los ascensos de magma (receptoras), estas pueden ser sometidas a procesos de acople (*clamping*) o desacople (*unclamping*) dependiendo de la magnitud del estrés normal que se experimente desde la zona de ruptura (fuente) (Bonali y otros, 2013; Bonali y otros, 2015). Es importante destacar que recientes experimentos en laboratorio (Namiki y otros 2018), muestran que la topografía de los edificios volcánicos pueden entrar en resonancia como respuesta al arribo de las ondas superficiales de grandes terremotos, haciendo que los volcanes inhiban o gatillen alguna actividad mayor.

Aunque la mayoría de los estudios muestran un ascenso en la actividad volcánica posterior a la ocurrencia de grandes terremotos (sismicidad, incrementos o aparición de gases, aumento en la temperatura de fluidos, erupciones, etc.), escasos son los casos documentados que sugieren un descenso en el nivel de la actividad volcánica después de sismos mayores. Sánchez y MacNutt (2004), indicaron

una disminución de la actividad en los volcanes Mt. Wrangell y Mt Veniaminof (Alaska, EEUU) posterior a la ocurrencia del terremoto de Denali (Mw 7.9) en Noviembre 3 de 2002. En Chile no se han reportado casos de disminución de actividad volcánica como efecto de la ocurrencia de grandes terremotos. Se presenta por primera vez la posibilidad de evaluar similar disminución con lo acontecido en el volcán Llaima y el terremoto del Maule.

Se construirán líneas temporales con el conteo diario de la sismicidad volcánica, con el fin de detectar anomalías en las tendencias generales basados en el número de eventos. Las localizaciones de los sismos indicarán los sectores donde se ubicó la sismicidad tectónica cercana al Llaima, antes y después del 27 de Febrero de 2010; algunas fotos de terreno realizadas en Marzo de 2010, evidenciaran la zona de ruptura cercana a la localidad de Melipeuco. Cálculos de mecanismos de foco para la sismicidad al sur del Llaima, mostraran una diversidad de soluciones sin una clara tendencia. Una forma práctica para identificar cambios en el estrés debido a la transmisión de energía del terremoto del Maule, está basada en el uso del software Coulomb, el cual permite identificar preliminarmente zonas con esta variación. Los resultados serán desplegados sobre mapas que ayudan a identificar las zonas con alguna alteración.

3.3 Metodología

Los métodos están enfocados a generar una descripción sísmica de la actividad del volcán en las etapas finales y la ubicación espacial y temporal de la sismicidad que se generó después del terremoto. Posteriormente se utiliza el cálculo de la distribución de esfuerzos con el software Coulomb para intentar interpretar esos resultados.

3.3.1 Monitoreo sísmico

Posterior a las erupciones de los volcanes Llaima y Chaitén en 2008, el Sernageomin implementó una ampliación a las redes de monitoreo instrumental y un centro de procesamiento de datos para los volcanes del país. Para el volcán Llaima, esta red se complementa desde diciembre de 2009 hasta alcanzar 10 estaciones sismológicas (Fig 3.1), operadas por el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin). Las estaciones sismológicas constan de sensores de corto periodo de 1 Hz y de banda ancha y tres componentes de 30 y 120 segundos; todos ellos con digitalizadores a una tasa de 100 muestras/s, distribuidas en un rango entre 1 y 21 km alrededor del cráter principal (Fig 3.1, Tabla 3.1). Los datos registrados y continuos son enviados en tiempo real por telemetría al centro de datos del

Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (unidad del Sernageomin), para su posterior almacenamiento y análisis.

Luego de sucedido el terremoto de M_w 8.8, dos estaciones sísmicas temporales fueron instaladas en Marzo 5 de 2010, con el fin de cubrir una zona epicentral de la sismicidad local al sur del Llaima (Fig. 3.1). Estas dos estaciones fueron equipadas con sensores Güralp de 30 segundos y digitalizadores con una tasa de 100 muestras/s. Los datos fueron almacenados localmente durante 4 meses de campaña.

Las principales señales sísmicas relacionadas a la actividad del Volcán Llaima (LP, VT y TR) han sido clasificadas siguiendo las características descritas por Larh (1994), Chouet (2003) y Chouet y Matoza (2013), basados principalmente en la forma de onda, contenido espectral, duración y distancia de las fuentes sísmicas al edificio volcánico. La sismicidad localizada fuera del edificio volcánico a 17 km al S y 13 km al SE, fue clasificada como sismicidad tectónica cercana o local, debido la distancia entre la fuente y el cráter principal.

Para el cálculo de la localización de sismicidad local (X, Y y Z), se usó el método de escogencia manual de fases primarias (P) y secundarias (S); una vez esta información es obtenida, los parámetros son computados usando el programa Hypo71PC (Lee y Valdés, 1985). Inicialmente se escogió un conjunto de eventos sísmicos que tuvieran más de 6 fases y se utilizó un modelo unidimensional modificado de Bohm y otros (2002), (Tabla 3.1).

3.3.2 Cálculo de mecanismos focales con primeros arribos

Con el fin observar una característica de las estructuras generadoras de sismicidad, se calcularon mecanismos focales para esa sismicidad tectónica ubicada al sur del Llaima. Para obtener las soluciones del mecanismo focal, se empleó la metodología que utiliza la característica de las polaridades de la onda P impulsiva de un conjunto de sismos registrados en estaciones. Se empleó el software FOCMEC (Snoke y otros, 1984) incluido en el software libre Seismic Anisys (SEISAN v.10.1, Havskov y Ottemoller, 1999). Una vez escogidas las polaridades manualmente, el programa calcula y se obtienen las posibles soluciones de un plano de falla que mejor representa la distribución de polaridades sobre una esfera local. Se obtiene una lista con la dirección (*strike*), deslizamiento (*dip*) y estría (*rake*) para dos planos de falla ortogonales que mejor separe las polaridades compresivas (*up*) y distensivas (*down*), asumiendo un tensor de momento de doble cupla. Inicialmente se seleccionaron los sismos con una adecuada

Tabla 3.1. Modelo de capas usado para la localización de eventos sísmicos alrededor del Volcán Llaima (modificado de Bohm y otros, 2002). El promedio de V_p/V_s fue 1.76.

Profundidad (km)	Velocidad de onda P (km/s)
0.0	4.39
2.0	5.51
5.0	6.28
20.0	6.89
35.0	7.40
45.0	7.76
55.0	8.34

localización: errores en X e Y < 500 m, GAP (mayor ángulo azimutal entre estaciones consecutivas) < 180° y polaridades impulsivas de onda P ≥ 6 .

3.3.3 Cálculo de esfuerzos tipo Coulomb

Para observar la distribución de esfuerzos normales desde la zona de ruptura del terremoto del Maule hacia la zona del Volcán Llaima y área circundantes, se realizó un cálculo de esfuerzos de Coulomb. Para este cálculo se empleó el software libre diseñado en Matlab® Coulomb 3.3 (Toda y otros, 2005) que emplea las ecuaciones de Okada (1985). Los cálculos son basados en los fundamentos descritos por Toda y otros (2005), donde el cambio de esfuerzos estáticos está relacionado por el desplazamiento de una estructura fuente ubicada en un semi-espacio elástico y uniforme. El programa calcula el cambio de esfuerzos en las componentes normales y de cizalla para una estructura o falla receptora específica, utilizando el criterio de falla de Coulomb:

$$\Delta\sigma_f = \Delta\tau_s + \mu' \Delta\sigma_n,$$

donde $\Delta\sigma_f$ es el cambio de esfuerzo en la estructura o falla receptora, causado por el deslizamiento de la estructura o falla en la fuente; $\Delta\tau_s$ es el cambio en el estrés de cizalla, por convención positivo cuando se cizalla en la dirección del deslizamiento de la falla; $\Delta\sigma_n$ es el cambio en el estrés normal, por convención es positivo si la falla o estructura queda desanclada (*unclamping*); μ' es el coeficiente efectivo de fricción en la falla o estructura receptora.

Para el cálculo con Coulomb 3.3, se asumieron valores usualmente utilizados: módulo de Young 80 GPa, relación de Poisson de 0,25 y un coeficiente de fricción de 0,4. Según Bonali y otros (2015), Okada (1992) definió que para el cálculo del cambio de esfuerzos estáticos normales, es irrelevante el ángulo de inclinación (*rake*) de la superficie de la estructura receptora y el coeficiente de fricción. La

geometría del área de zona de ruptura seleccionada dentro de varias disponibles (Tabla 3.2), fue la calculada por Vigny y otros (2011), ya que su modelamiento incluye datos complementarios de una red instrumental de GPS continuos que permitió constreñir mejor los resultados.

3.4 Resultados

Desde abril de 2009, fase final de las erupciones energéticas, la sismicidad se limitó a enjambres de eventos LP, que paulatinamente fueron variando a tremor discreto hasta octubre de 2009, cuando inició un descenso sostenido en la actividad sísmica y superficial. Esta situación fue observada continuamente hasta la ocurrencia del terremoto del Maule (27 de Febrero, línea azul, Fig. 3.2) y sus réplicas. Luego de este episodio de terremoto y réplicas, un descenso en la actividad volcánica se evidenció y el 10 de Junio 2010, la sismicidad volcánica advierte niveles mínimos (Fig. 3.2, línea roja). Aunque un descenso en la actividad empieza a observarse desde octubre de 2009, después de la ocurrencia del terremoto del Maule se pueden resaltar dos hechos importantes que marcan la actividad del Llaima:

- El conteo en la sismicidad volcánica diaria sufre un cambio, disminuyendo súbitamente después del terremoto, hasta un nivel de ~25 eventos/día, el que se mantuvo durante todo el periodo, hasta el 10 de Junio (Fig 3.2), cuando nuevamente hubo un descenso brusco en la actividad de eventos volcánicos (5-10 eventos/día) lo que se interpreta como su actual nivel base.
- La sismicidad tectónica al sur del volcán en el sector de El Manzano, 17 km al sur del volcán (Fig. 3.1), que estuvo presente esporádicamente en los registros durante el periodo eruptivo 2007-2009 (<1 evento/mes), experimentó un incremento en el número y tamaño de los eventos (Figs. 3.1 y 3.2). Entre el 1 y el 12 de marzo se registraron ~690 sismos, no todos ellos localizados debido a su baja energía. Aunque la magnitud promedio de la sismicidad fue 1.5 M_L , los más energéticos fueron el 1, 2 y 4 de marzo, con magnitudes de 3.2, 3.6 y 3.0, reportados como percibidos.

Tabla 3.2. Modelos de ruptura para el terremoto del Maule, 27 de Febrero de 2010 (modificado de Bonali y otros, 2015).

Modelo	Strike (°)	Dip (°)	Long. (km)	Ancho (km)
Delouis y otros (2010)	15	18	720	280
Pollitz y otros (2011)	17	15	650	185
Vigny y otros (2011)	13.5	15.7	500	200
Lorito y otros (2011)	16.4	17.1	620	200
Koper y otros (2012)	18	18	460	160
Lin y otros (2013)	18	13	500	100

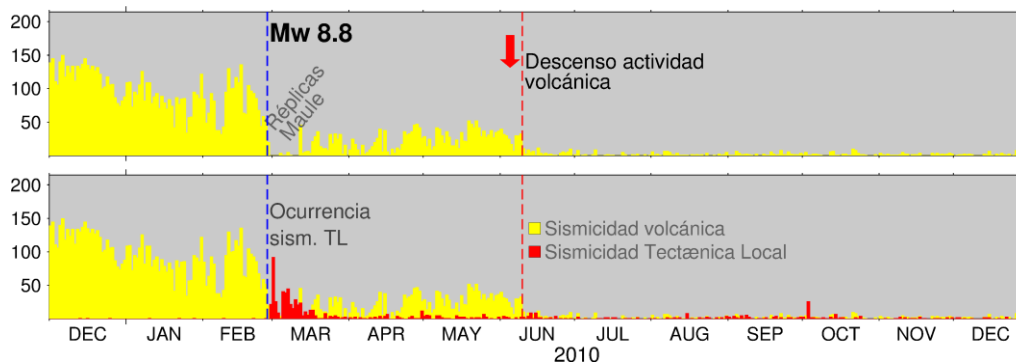


Figura 3.2 Detalle de la sismicidad volcánica (LP y TR) antes y después del terremoto del Maule. Las barras indican el número de sismos diarios registrados en la red del Llaima (amarillas: sismicidad volcánica; rojas: sismicidad tectónica cercana). Las líneas discontinuas indican las fechas de ocurrencia del terremoto del Maule (azul) y del descenso de la actividad volcánica a niveles mínimos (roja). Nótese el descenso en la actividad volcánica y la aparición de la sismicidad local después de ocurrido el terremoto. Fuente: Elaboración propia.

Minutos posteriores a la ocurrencia del terremoto del Maule, habitantes de Melipeuco localidad cercana al volcán, advirtieron una ruptura superficial sobre la vía y sectores próximos a la zona epicentral de sismicidad tectónica al sur del Llaima (Fig. 3.1 y 3.3). Una vez las señales provenientes de los sensores para la vigilancia del Volcán Llaima fueron recobradas (debida una interrupción en las comunicaciones por consecuencia del terremoto), se constató la ocurrencia de abundante sismicidad en los registros cuya ubicación coincidió con el mismo sector de las rupturas reportadas por los habitantes.

Es interesante observar la diversidad en los resultados de los cálculos de mecanismos focales para la sismicidad de este sector (Fig 3.4), revelando ello un complejo sistema estructural. Aunque es ampliamente aceptado que el trazo principal del sistema de fallas Liquiñe-Ofqui es de componente lateral derecho (e.g. Cemabrano y Lara, 2009), se obtuvieron además de estos mecanismos de foco, soluciones para fallamientos inversos, normales y verticales, coexistiendo en un sector muy reducido al sur del volcán. Sin embargo, los hipocentros permitieron observar dos focos bien definidos (A, B y perfil N-S en Fig 3.1) con profundidades diferentes. La fuente de sismicidad B fue más superficial y con menos recurrencia en el tiempo que la fuente A, que abarca una mayor cantidad de sismos y es más cuantiosa espacial y temporalmente (Fig 3.1). Desafortunadamente la localización del clúster B por encontrarse fuera de la red instrumental (Fig 3.1), en conjunto con datos insuficientes de primeros arribos claros, condicionó la obtención de mecanismos focales para esta sismicidad (Fig 3.4). Es importante destacar que no se observó ninguna relación entre esta sismicidad local y la actividad del volcán Llaima en ninguna de sus etapas pre-, sin- o post-eruptivas.

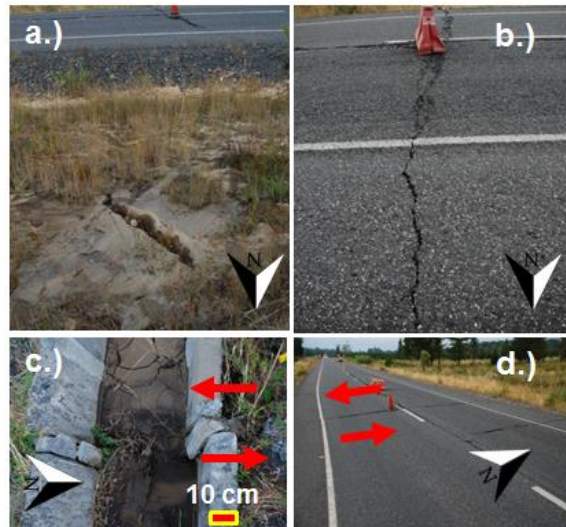


Figura 3.3 Evidencias de ruptura superficial 300 km al sur del epicentro del terremoto del Maule. En sitios muy puntuales contiguo a la zona de ocurrencia del clúster A (Fig. 3.1), se observó licuación de suelos (a.) con dimensiones menores a 1 m². Se detectaron abundantes rupturas sobre la calzada (b. y d.) y en estructuras colectoras de aguas (c.) con movimientos sinestrales de unos pocos centímetros (c. y d.). Fuente: Elaboración propia.

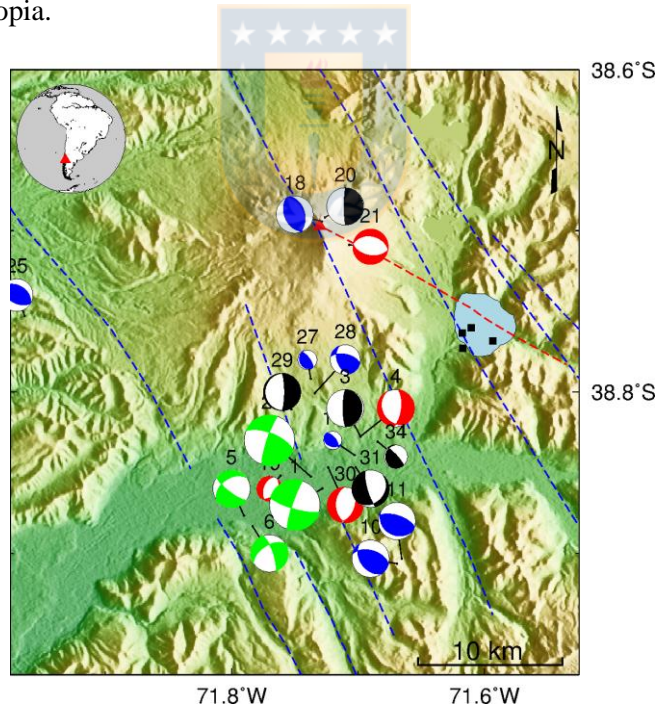


Figura 3.4 Mecanismos focales de la sismicidad tectónica local al sur del Llaima. Se observa la amplia variedad en los resultados de los mecanismos focales (normales: rojo; inversos: azul; verticales: negro) sin una clara tendencia. Las líneas segmentadas corresponden a estructuras según el modelo de deformación de Riedel para la ZFLO; azules corresponden con estructuras compresivas, la roja coincide con la dirección de la grieta activa, ubicada en el flanco SE del edificio volcánico y su proyección hacia el Valle China Muerta. Los cuadrados negros indican la sismicidad antes de la erupción de Abril de 2009. El área azul muestra una zona de baja velocidad hallada por tomografía en este trabajo (capítulo 4). Fuente: Elaboración propia.

La distribución de esfuerzos normales del terremoto del Maule hacia la zona del Llaima y su relación con estructuras receptoras orientadas SE, permitió destacar dos principales zonas que experimentaron recepción de esfuerzos (Fig 3.5). Con el modelo de ruptura para el terremoto del Maule según Vigny y otros (2011) y suponiendo estructuras con orientación SE, la mayor parte de la zona continental justo al frente de la zona de ruptura, experimentó una distribución de esfuerzos normales negativos. Lo anterior facilitaría un desacople (“*unclamping*”) de las estructuras receptoras con valores >0.25 MPa (Fig 3.5). Contrariamente la parte sur de la zona de ruptura, contribuiría a generar zonas con cambios de esfuerzos normales positivos (Fig 3.5), facilitando que estructuras con orientación SE (como la grieta activa ubicada en el flanco SE del edificio volcánico), permitieran un acoplamiento o “*clamping*” (colores cálidos Fig 3.5). A diferencia de la disminución de actividad en el volcán Llaima, otros centros volcánicos de Chile en la zona de *unclamping*, tuvieron actividad y erupciones posterior al terremoto del Maule (www.sernageomin.cl/red-nacional-de-vigilancia-volcanica/).

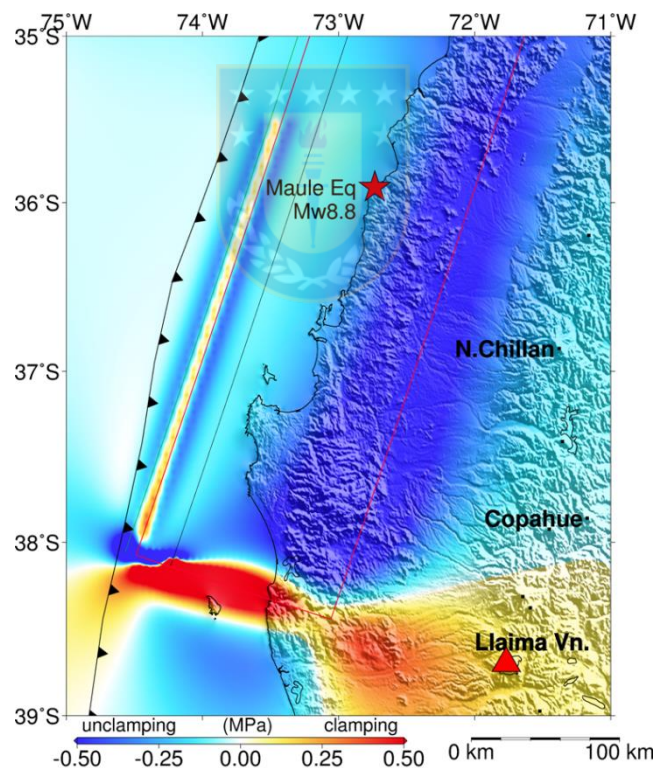


Figura 3.5 Cálculo de esfuerzos normales para el terremoto del Maule y estructuras con dirección SE. Se destaca la transmisión de esfuerzos positivos hacia la zona del volcán Llaima, facilitando una zona de “*clamping*” para estructuras SE y “*unclamping*” para una mayor zona continental. La línea roja indica una zona de ruptura usada como fuente (falla rectangular) y la estrella, el epicentro del terremoto del Maule calculado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS, por sus siglas en inglés). Colores fríos indican valores negativos de esfuerzos normales y colores cálidos valores positivos en Mega Pascales (MPa). Fuente: Elaboración propia.

3.5 Discusión

Además del descenso en la actividad para el año 2010 (Febrero y Junio), inicialmente se destaca un aspecto relacionado con una notoria disminución, ausencia y quietud de la actividad del sistema volcánico. Aproximadamente desde 1852, el Volcán Llaima ha registrado cerca de 50 erupciones con un $IEV \geq 2$ (Petit-Breuilh, 2004; Naranjo y Moreno, 2005) y un gap entre erupciones menor o igual a 8 años (Fig. 3.6). Para el proceso eruptivo 2007-2009, la actividad volcánica superficial inició en mayo de 2007, después de ocurridas varias emisiones ricas en cenizas durante mayo y junio, seguido por actividad más vigorosa que exhibió distintos niveles de energía y estilos eruptivos (Fig 2.2). Desde la última erupción en abril de 2009, el Llaima presentó un descenso en la actividad volcánica, acentuándose una baja en la sismicidad registrada (Fig. 3.2) y la ausencia de actividad superficial proveniente desde el cráter. Para los años subsiguientes al 2010 y hasta el 2018, esta actividad volcánica se mantuvo en niveles muy bajos (www.sernageomin.cl), con excepción de una actividad menor en marzo de 2012. Una línea temporal de erupciones volcánicas documentadas mostrada en la figura 3.6, nos ha permitido observar que desde el año 1852 la recurrencia entre las erupciones (barras rojas), han experimentado lapsos menores e iguales a 8 años (línea azul). Tomando como última erupción la ocurrida en Abril de 2009, se observan aproximadamente 10 años (línea roja discontinua, Fig. 3.6) de una relativa e inusual calma del volcán, con ausencia de actividad superficial, deformación y niveles mínimos de sismicidad. Se sugiere que este estado quietud, podría estar influenciado por el terremoto del Maule quien ha influido sobre el sistema volcánico de Llaima, retardando su actividad.

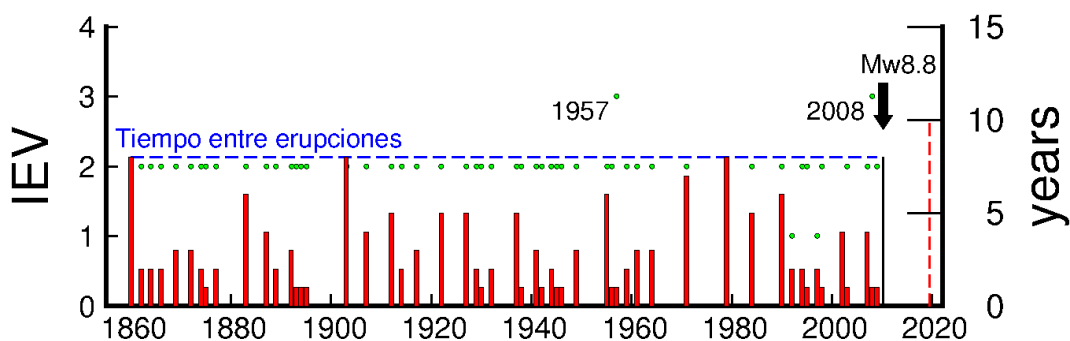


Figura 3.6 Frecuencia eruptiva y magnitud de las erupciones para el volcán Llaima entre 1852 y 2019. Las barras rojas indican el gap en años entre cada erupción, siempre inferior a 8 años (línea azul) desde 1852. Los círculos verdes indican el IEV de las erupciones (Petit-Breuilh, 2004; Naranjo y Moreno, 2005). La línea discontinua roja indica el tiempo transcurrido en años desde la última erupción sobrepasando los máximos desde 1852. La flecha señala la ocurrencia del terremoto del Maule del 2010. Fuente: Elaboración propia.

Con relación a la actividad en el último periodo eruptivo del volcán Llaima y su interacción con la ocurrencia del terremoto del Maule, dos aspectos se lograron identificar:

1.) La creciente actividad tectónica cercana o local manifestada por la ocurrencia de abundante sismicidad 17 km al sur del cráter del volcán, gatillada por el terremoto del Maule sugiriendo en primera instancia, una transmisión de esfuerzos dinámicos.

2.) Una disminución de la sismicidad volcánica (LP y TR) marcada por dos descensos bruscos en Febrero 27 y Junio 10 del 2010 (Fig 3.2), cuatro meses después del terremoto del Maule, sugiriendo una transmisión de esfuerzos estáticos, donde la componente normal, pudo haber disminuido la apertura de estructuras activas que permitían el ascenso de las fluidos magmáticos.

Para las etapas final y posterior a la erupción de abril de 2009, el nivel de sismicidad LP registrada empezó a descender paulatinamente, pasando de 400 eventos/día en julio en 2009, a menos de 150 en febrero de 2010 (Fig 3.2). Posterior a la ocurrencia del terremoto M_w 8.8, el registro de sismicidad disminuyó drásticamente y en junio de 2010 decae a menos de 10 eventos/día (Fig 3.2), sugiriendo una transmisión de esfuerzos principalmente estáticos hacia la zona. De otro lado, durante el registro del terremoto del Maule la red instrumental del volcán Llaima registra en conjunto abundante sismicidad cercana al edificio volcánico. La zona de El Manzano al sur del cráter activo, sector donde esporádicamente se generaban eventos tectónicos (<1 evento/mes), se inicia un nuevo proceso con la aparición de enjambres sísmicos (Fig 3.1 y 3.2), acompañado con rasgos de ruptura superficial en la zona epicentral (Fig 3.1 y 3.3).

Una forma para detectar posibles cambios en zonas cercanas afectados por grandes terremotos, puede ser abordada usando cálculos para la distribución y transmisión de esfuerzos tipo Coulomb. Observamos que para distintos cálculos relacionados con la transmisión de esfuerzos normales mediante el software Coulomb 3.3, la longitud de la zona de ruptura incide fuertemente, ya que los extremos afectan de manera diferente las zonas proximales del continente (suponiendo una zona de subducción como la observada en Suramérica). En todos los casos cuando se utilizaron las distintas longitudes de ruptura, los extremos siempre sugirieron una transmisión de esfuerzos positivos hacia la zona del continente (Fig 3.5). Únicamente varió la posición de estas zonas con incremento de esfuerzos, según la longitud de ruptura empleada.

Una vez escogida la fuente trasmisora, las estructuras receptoras igualmente juegan un rol preponderante para la obtención de resultados. Rosenau y otros (2006), Rosenau (2004), Maurice (2002), Rodríguez (2015), han realizado estudios conducentes a reconocer el entorno estructural cercano al volcán Llaima; Bonali y otros (2013 y 2015, Figs. 1.7 y 1.8), para sus estudios de transmisión de esfuerzos estáticos, propusieron varias direcciones preferenciales de estructuras alimentadoras del sistema magmático (N-S, E-W y 45°, Fig. 1.8) para volcanes del Holoceno, incluido el volcán Llaima. Estos últimos encuentran que la dirección y configuración de las estructuras alimentadoras de magma, juegan un rol preponderante para un cambio de esfuerzos influenciados por grandes terremotos, a diferencia de la profundidad de las cámaras magmáticas que poco influye para estos cambios; argumentan también, que las distancias de influencia de estos grandes terremotos y las zonas volcánicas se encontraron hasta distancias de ~450 km.

Para nuestro análisis y debido que no hubo una coherencia con los mecanismos focales recientes (Fig 3.4) y teniendo varias alternativas proporcionadas por los estudios mencionados en el párrafo anterior, adoptamos estructuras con dirección SE como una posibilidad. Varias son las razones que soportan esta elección. Esta dirección coincide con la orientación de una grieta ubicada en el flanco SE del edificio volcánico, estructura muy activa desde el 2008 incluso hasta mitad del año 2009 (ver capítulo 2). La orientación de la grieta se puede proyectar desde el cráter (Figs 2.1, 2.5, 2.6c), sub-paralela a un lineamiento que se extiende hasta unos 25 km en esa dirección hacia el valle de China Muerta (Fig 3.4). Además con relación a la sismicidad, la dirección coincide con la ubicación epicentral de la mayoría de sismicidad LP (2010-2011) (capítulo 5, Fig. 5.3) y tectónicos locales ocurridos en marzo de 2009 (Fig 3.4). Asimismo, sobre este mencionado lineamiento se ubica, una zona de baja velocidad revelada por la tomografía de ruido sísmico ambiental (capítulo 4 y área azul en Fig 3.4).

Los resultados nos sugieren que estructuras con dirección SE y en particular la mencionada grieta, posiblemente relacionadas con estructuras anti-riedel del ZFLO (según el modelo de cizalla de Riedel), podrían haber experimentado una transmisión de esfuerzos (“clamping”) desde la zona de ruptura del terremoto del Maule con valores <0.25 MPa (Fig 3.5). Aunque regionalmente este un lineamiento de segundo orden (Rodríguez, 2015), su dirección es sub-paralela a otras estructuras relevantes que involucraron actividad volcánica reciente como es el caso del volcán Villarrica (falla Gastre) y las fisuras del Cordón Caulle.

3.6 Conclusiones

- La actividad eruptiva muestra actualmente un periodo de inter-erupción mayor al observado en la historia eruptiva reciente del volcán Llaima. Desde el año 1852 se ha calculado que el periodo medio en años entre erupciones no es mayor de 8 años. A partir de la última erupción en Abril 4 de 2009, el volcán Llaima ha experimentado una continua calma donde la actividad sísmica volcánica y actividad superficial han estado ausentes y sin señales de reactivación.
- Ha sido ampliamente investigado que la ocurrencia de grandes terremotos puede gatillar aumentos en la actividad volcánica. Contrariamente para el volcán Llaima, la actividad volcánica (sismicidad LP y TR, observaciones visuales) disminuyó paulatinamente desde octubre de 2009, pero una caída repentina en el registro de sismicidad LP y TR ocurrió en febrero y junio de 2010, después de ocurrido el terremoto del Maule el 27 de Febrero de 2010. Con anterioridad a esta fecha, la sismicidad volcánica se registraba con promedios ~100 eventos/día (Fig 3.2), viéndose claramente disminuida en hasta un <50% posterior al terremoto y una caída drástica cuatro meses después donde se registraron promedios menores a 10 eventos/día.
- Inmediatamente después del terremoto del Maule de M_w 8.8, sismicidad tectónica localizada 17 km al sur del cráter del volcán Llaima, experimenta un aumento en la ocurrencia y pasó de registrarse con tasas menores de 1 evento/mes, a tener hasta más de 100 evento/día. Aunque la magnitud promedio de la sismicidad fue 1.5 M_L , algunos de magnitud mayor fueron percibidos por habitantes cercanos a la zona. La sismicidad se agrupó en dos clúster bien definidos (A y B Fig 3.1), con profundidades hasta de 15 km, siendo el clúster “A” el más superficial. Esta sismicidad al sur del volcán se asoció con evidente ruptura superficial del terreno en la zona epicentral. Esta sismicidad se podría explicar como una combinación de esfuerzos estáticos y dinámicos.
- Un cálculo de mecanismos focales para esta sismicidad tectónica cercana al Llaima entregó como resultado una diversidad de soluciones (inversos, normales, verticales y dextrales), evidenciando una complejidad tectónica. A partir de modelos de elevación digital, se pueden observar una serie de lineamientos con direcciones NE-SW (como la ZFLO) y NW-SE y E-W, posiblemente asociados a estructuras según modelo de cizalla de Riedel para la ZFLO.
- La repentina baja en actividad sísmica observada para el último periodo eruptivo y relativa una calma del volcán ambos desde el año 2010, con un periodo inter-erupción mayor a la media (8 años) desde 1852, se podrían explicar como una transferencia de esfuerzos estáticos. Una opción para verificar esta transferencia pudo ser realizada empleando el modelamiento de transmisión de esfuerzos tipo Coulomb para estructuras productoras (modelo de ruptura para el terremoto

del Maule) y receptoras (inicialmente estructuras orientadas NW-SE). En este contexto los resultados empleando el software Coulomb 3.3, indican dos áreas de transmisión de esfuerzos estáticos normales (Fig 3.5) facilitando que el volcán Llaima estuviera ubicado en una zona donde se experimentaron esfuerzos positivos (“*clamping*”) <0.25 MPa. Esta situación es consistente con la disminución de actividad volcánica desde la ocurrencia del terremoto y la relativa calma de periodo inter-eruptivo para el volcán.



CAPITULO IV: Zonas de baja velocidad en el Volcán Llaima

Se presenta a continuación los resultados preliminares del cálculo de la tomografía obtenida a partir de redes sismológicas permanente y temporal, usando energía de fuentes sísmicas pasivas. Hace parte del desarrollo de investigación propuesto con miras a obtener mayor conocimiento de la estructura profunda de los volcanes en Chile. Las labores fueron desarrolladas en conjunto con investigadores de la Universidad Boise State (EEUU) y de la Universidad de Concepción (Chile). Preliminarmente los resultados fueron mostrados en la Conferencia Americana de Geofísica (AGU Fall Meeting) en diciembre de 2015, bajo el título “*Deep structure of Llaima volcano (Chile) from seismic ambient noise tomography: Preliminary results (S41B-2732: AGU Fall Meeting)*”. La supervisión del trabajo estuvo a cargo del Dr. T.D. Mikesell y contó con la colaboración del Dr. Jeffrey Johnson de la Universidad Boise State de los Estados Unidos.

La tomografía de ruido sísmico ambiental es un método que se ha convertido en una importante herramienta para detectar estructuras de la corteza terrestre y cuerpos magmáticos de volcanes. El contenido frecuencial del ruido sísmico ambiental entre 0,1 y 1 Hz (Mordret y otros, 2015 y referencias incluidas), provee información complementaria permitiendo una mejor resolución de las estructuras volcánicas profundas, cuando se compara con tomografías tradicionales basadas en sismicidad local. La metodología empleada y los datos provenientes de una red de 35 estaciones sismológicas, compuesta por 9 estaciones permanentes del Sernageomin y 26 temporales de las universidades Boise State y North Carolina at Chapel Hill de los EEUU, permitió encontrar dos zonas de baja velocidad. Una más superficial ubicada bajo el edificio volcánico, y otra más profunda localizada 12 km al sureste del edificio volcánico, las cuales estarían asociadas con cámaras magmáticas pertenecientes al sistema volcánico. Aunque no se observó una relación directa entre estas dos zonas, existe la posibilidad que la más profunda tenga una continuidad hacia la más superficial, siguiendo alguna estructura SE-NW. Debido al contenido frecuencial asociado con este tipo de sismicidad y según el diseño de red que se implementó, tamaños de estructuras en planta, mayores o iguales que 3 km por 3 km pudieron ser reproducidas a partir de la inversión. A continuación se muestran los resultados de la tomografía y las primeras interpretaciones geológicas de la estructura del Volcán Llaima a partir del ruido sísmico ambiental.

4.1 Abstract

The seismic ambient noise tomography (ANT) method has become an important tool to image crustal structures and magmatic bodies at volcanoes. The frequency band of ambient noise provides

complimentary data and added resolution to the deeper volcanic structures when compared to traditional tomography based on local earthquakes. The Llaima volcano is a stratovolcano of basaltic-andesitic composition, located in the South Volcanic Zone (ZVS) of the Andes (38.7° S and 71.7° W, Chile). Llaima is listed as one of the most active volcanoes in South America, with a long documented historical record dating back to 1640. The results allowed us to find two low velocity zones: the first more superficial located under the edifice; the second is deeper, located 12 km southeast of the volcanic edifice, which would be associated with magmatic chambers belonging to the volcanic system. We present our tomography results and our first geologic interpretations of Llaima volcanic structure from ANT.

4.2 Introduction

Beginning in 2009, staff from the Chilean Geological Survey (Sernageomin) started to install a permanent seismic network consisting of nine stations (Fig. 4.1). These nine stations have allowed Chilean seismologists to better monitor the activity at Llaima, and analysis of the 2008-2010 seismicity show a south zone with local tectonic events prior to the 2009 eruption, nearly 17 km away from the main active crater. Even though the permanent network has improved monitoring capabilities at Llaima, it is not suitable for a high-resolution tomographic imaging study. Therefore, during the summer of 2015 a temporary seismic network consisting of 26 stations was installed around Llaima (Fig. 4.1). In the work presented here, we analyze continuous waveforms recorded between January and April 2015 from a total of 35 broadband stations (permanent and temporary, Table 4.1). This network covers the total area of Llaima and is the first study aimed at revealing the deep volcanic structure of Llaima from geophysical data.

Despite the fact that Llaima is an active volcano, the amount of local seismicity over our 3 month recording period was too small to apply an event-based body-wave tomography. Instead we use Rayleigh wave ambient noise tomography (ANT). Ambient noise correlation is a powerful tool to estimate the band-limited impulse response between two seismic stations. We use ambient noise correlation functions to estimate group velocity dispersion between receiver pairs in the two arrays. The results of the surface-wave group-velocity tomography reveal two important low velocity zones: one below the summit and a second eastward of the summit. This second low velocity zone is in close proximity to the Lliquiñe-Ofqui Fault Zone. According to geochemical analysis (Schindlbeck, et al., 2014) these low velocity zones could extend as deep as 20 km and are therefore observable with surface waves. While we see these bodies at low frequencies (~ 0.125 Hz), we do not yet have depth constraints on these features.

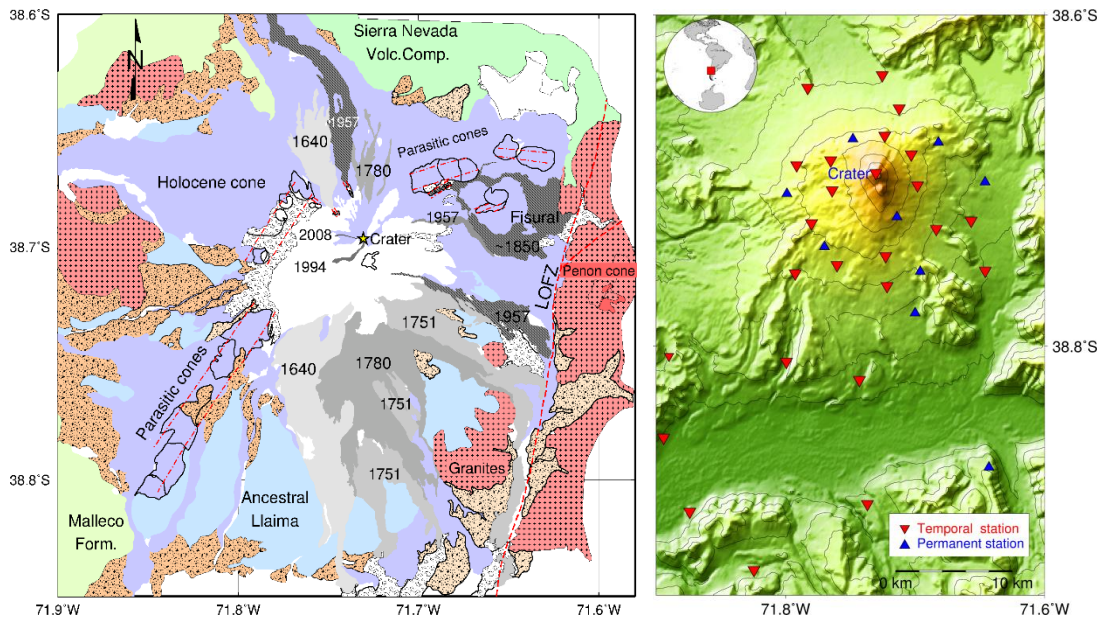


Figure 4.1 Geological map modified from Naranjo and Moreno, (2005), and seismic stations location. We show the recent lava flow and main structures to Llaima volcano (*right*); LOFZ is Liquiñe-Ofqui fault zone. Instrumental deployment is represented by triangles permanent (blue) and temporal stations (red) (*left*). Fuente: Elaboración propia.

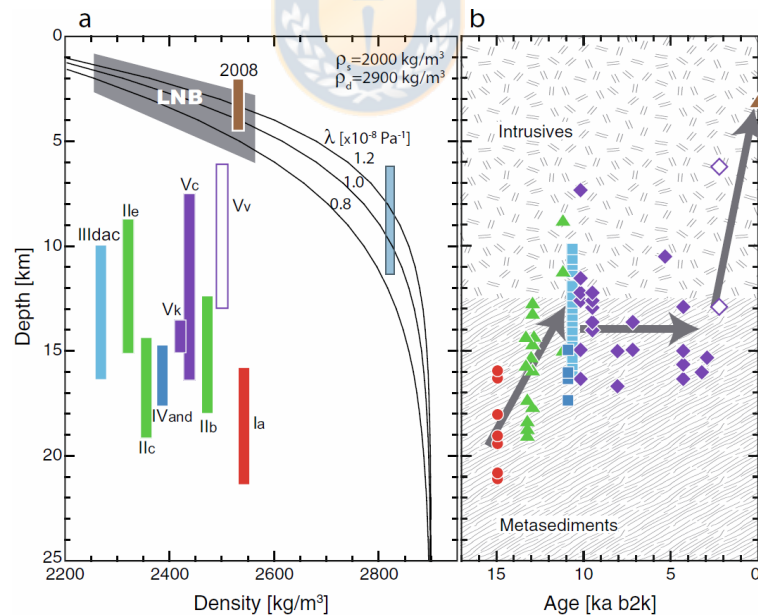


Figure 4.2 Different depths of storage at Llaima volcano (Schindlbeck et al., 2014). The bars in a.) and colored symbols in b.) shown the 2C and 3 stratigraphic units for the Llaima volcano according to Naranjo and Moreno (1991), modified by Schindlbeck et al. (2014) named here by Roman numerals. The vertical bars show range of pressure determinations, and symbols shown the data of storage depth obtained from mineral barometry. Arrows illustrate the rising storage level. Note the magma storage depths are in agreement with other geochemical studies. Fuente: Schindlbeck et al., 2014.

Table 4.1 Permanent and temporary seismological network at Llaima volcano: characteristics.

St.	Long. W (°)	Lat. S (°)	High (m a.s.l.)	Type
LLA*	71.700	38.780	1188	Guralp – 6TD
LAV*	71.646	38.701	1090	Trillium – 120P
PAI*	71.643	38.873	1080	Guralp – 6TD
MOT*	71.748	38.675	1971	Guralp – 6TD
ROC*	71.683	38.678	1720	Trillium – 120P
CON*	71.771	38.740	1762	Reftek 151-30
AGU*	71.715	38.723	2146	Trillium – 120P
LAJ*	71.699	38.755	1603	L4C – 1”
CRU*	71.799	38.709	1704	Trillium – 120P
BAD	71.7829	38.6441		Trillium – 120P
BVL	71.7925	38.7561		Trillium – 120P
CHM	71.5855	38.756		Trillium – 120P
CIN	71.7029	38.6844		Trillium – 120P
CTF	71.7217	38.7637		Trillium – 120P
DTH	71.7227	38.7457		Trillium – 120P
GEO	71.6982	38.7029		Trillium – 120P
HFH	71.7603	38.751		Trillium – 120P
HRD	71.7303	38.6955		Trillium – 120P
HRS	71.78	38.7259		Trillium – 120P
LAG	71.598	38.6935		Trillium – 120P
LAH	71.7253	38.6364		Trillium – 120P
LST	71.6837	38.7292		Trillium – 120P
MAG	71.8941	38.8551		Trillium – 120P
MDV	71.8741	38.8996		Trillium – 120P
MIC	71.7123	38.6565		Trillium – 120P
PAX	71.743	38.8203		Trillium – 120P
POW	71.7993	38.8094		Trillium – 120P
RAB	71.7367	38.8949		Trillium – 120P
RLW	71.7639	38.7059		Trillium – 120P
ROD	71.8244	38.9348		Trillium – 120P
SCT	71.7235	38.6729		Trillium – 120P
SMM	71.7914	38.6908		Trillium – 120P
STM	71.7651	38.6879		Trillium – 120P
TRL	71.6456	38.7545		Trillium – 120P

* Permanent stations at OVDAS – Sernageomin

Based on resolution tests, the extent of the second low velocity zone and its relationship to the fault zone is less well resolved than the low velocity zone directly under the summit. Moreover, at present we have not yet imaged any large dikes, which have been diagnosed in other studies (Bouvet de Maisonneuve, et al. 2012a).

4.3 Geological settings

The Llaima volcano is located in the South Volcanic Zone (Stern, 2004) figure 1.1. Its volcanic edifice and monogenetic centers are distributed near the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ), a right-lateral strike-slip fault that plays a large role in the subduction between the Nazca and South America plates in The South Chilean Andes. Many studies find that this structure strikes predominately N-S (Melnik et al. 2006; Rossenau et al. 2006; Rossenau, 2004; Cembrano et al. 2000); in addition, much of the volcanism in the South Chilean Andes is associated with this fault zone (Cembrano and Lara, 2009), and Llaima is located only a few kilometers trenchward from this fault zone.

Llaima is considered a one of the most active volcanoes in South America, with a 380 km³ volume and 440 km² basal area (Völker et al, 2011). Llaima is composed of lava flows and pyroclastic deposits of basaltic to andesitic composition (Naranjo and Moreno, 2005); it is a complex composite-shield volcano, with a buried caldera (8 km diameter in the ancient volcano) and forty parasitic scoria cones distributed in the flanks. From this base arises the stratovolcano with two summits aligned NNW. The two summit elevations are 3125 m in the north and 2920 m in the south. This volcano exhibits a predominantly effusive behavior and has been active since the Pleistocene. Petrological data suggest the presence of magmatic bodies (dikes) under Llaima (Bouvet de Maisonneuve, et al., 2012a), while geochemical data from volcanic deposits suggest different depths of the magma storage (Figs 1.5 y 4.2).

There is stratigraphic evidence that suggests Llaima has a magma chamber with very large dimensions (Naranjo and Moreno, 2005). Analysis from InSAR between 2003 and 2008 (Fournier et al., 2010) shows temporally complex deformation of uplift and subsidence with up to 11 cm on the eastern flank. This deformation appears to begin in December 2007 and is related to the January/February 2008 eruption. Other InSAR analysis over the same period (Bathke et al., 2011) find 10 cm of subsidence associated with post-eruption and 8 cm rise of during the syn-eruptive period. Based on modeling of both periods, Bathke et al. (2011) infer that the magma chamber is located at a depth of between 4 and 12 km. Recent studies related with revised interpretation of InSAR signals, show some deformation around the volcano (Remy et al., 2015).

Bouvet de Maisonneuve et al. (2012a) performed textural, mineralogical and compositional analyses of lavas and tephra emitted at eruptions from the main crater with fissure eruptions on the flanks at the recently eruptive events (1850, 1975 and 2008). The results suggest that both come from to the same parental magma. Bouvet de Maisonneuve et al. (2012b), suggest the magma is stored in a shallow

zone (4 km) below the volcanic base edifice, where crystallization occurs and mush bodies form. Other data in their study suggest that some magma are stored as multiple dike-like bodies (Fig. 1.5), and their dimensions are approximately 3-4 km deep, 5 km long and a few tens of meters wide, allowing for a volume of 0.75-1 km³ per localized reservoir. Maurice (2012) performs whole-rock chemical analysis, indicating a reservoir 2.4 km below the base of the volcano. In addition, structural and morphometries studies suggest a NE-SW orientation of dikes that supply flank eruptions. The multiple, and sometimes conflicting, results of magma reservoir depth demonstrate the reason for more geophysical observations aimed at revealing structure at depth. Hence, the uses of surface wave tomography to estimate three dimensional (3D) shear wave velocity structure at Llaima.

4.4 Passive seismic networks

The Llaima volcano only had temporary seismic station deployments prior to the 2007-2009 eruptive period. Since the 2009 eruption ended, staff from the Chilean Geological Survey (Sernageomin) has installed a permanent seismic network surrounding the active crater (Fig. 4.1). These stations are often put with other equipment (e.g. GPS, tiltmeter, DOAS and cameras), and have allowed Chilean seismologists to closely monitor volcanic activity at Llaima. Additionally, during the summer of 2015, a temporary seismic network consisting of 26 broadband stations was installed around Llaima (Fig. 4.1).

4.5 Noise correlation and dispersion curve measurement

We deconvolved the instrument response from all of the vertical component seismic recordings using the Obspy package (<https://docs.obspy.org/>). We then had 120 days of the ambient seismic field recorded on 32 seismic stations which we cross-correlated using the MSNoise package (Monitoring Seismic Velocity Changes using Ambient Seismic Noise, Lecocq, T., et al. 2014). This led to 992 correlation pairs. For each pair (Fig. 4.3), we computed daily cross correlation stacks composed of shorter correlation functions. We found that a time series length of 4 hours with 50% overlap produced stable daily correlation functions. Each 4-hour time window was first normalized in amplitude using the *rms* normalization proposed by Bensen et al. (2007) and then spectrally whitened over the frequency range of 0.1 to 0.5 Hz. These 4 hour correlations were then linearly stacked to produce a single correlation function for a given day.

The daily correlations were then linearly stacked to produce an estimate of the surface wave Green's functions between the pair of stations. The causal and anti-causal components of this Green's function were averaged to create the symmetric Green's function estimate. Frequency-time analysis

(FTAN) (Levshin et al., 1972) was then applied to each station pair in order to estimate the Rayleigh wave group velocity dispersion over the frequency range from 0.1 to 0.3 Hz (Fig. 4.4). This was done in MATLAB® using code provided by Mordret et al. (2015).

4.6 Group velocity tomography

For the tomography, we adopted the strategy outlined in Masterlark et al. (2012). We computed the group velocity estimates for a single frequency for all station pairs (Fig. 4.4). We convert the group velocity data to a travel time and invert for a 2D group velocity map using the PRONTO software from Aldridge and Oldenburg (1993). This algorithm uses finite difference to trace rays through the velocity model and then LSQR to invert the travel time data for absolute velocity. In order to ensure that we use straight rays, we use an initial velocity model that is homogeneously the average velocity of all group velocity dispersion data. We then trace rays through the velocity model and use LSQR to estimate a 2D velocity field with a maximum number of iterations set at 51. The model usually converged within this limit.

In order to ensure that we are using accurate group velocity data in the inversion, we make sure to exclude and travel time data from the inversion where the interstation distance is less than 1.5λ , where λ is computed as the mean group velocity at a given frequency divided by that frequency. This criteria limits the number of data at low frequencies, but we find that above 0.12 Hz we have good station coverage.

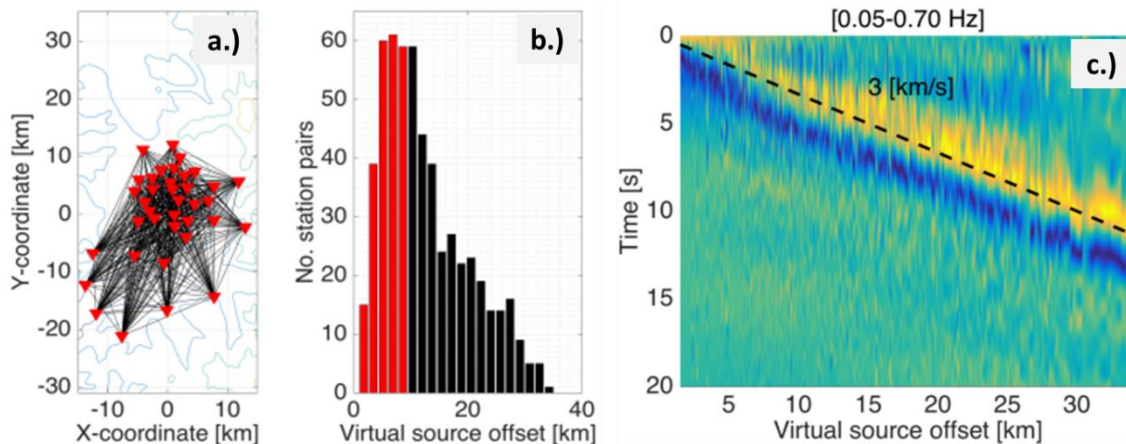


Figure 4.3. Stations pairs of this study. (a) Map view, red triangle are stations; (b) number of stations pair versus distance between stations in km; (c) symmetric stacks with average velocity by surface wave. Fuente: Elaboración propia.

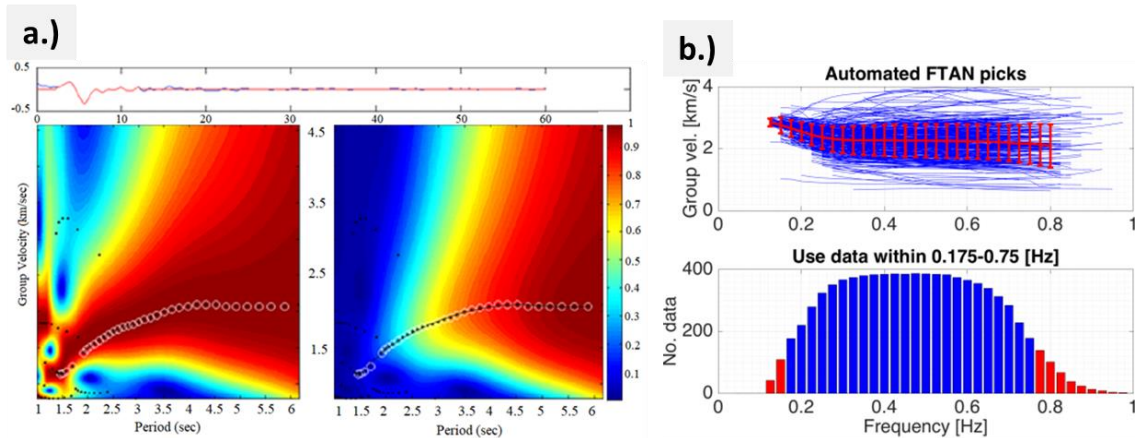


Figure 4.4. Example of automatic frequency-time analysis (FTAN), group velocity dispersion curve and number of data observations. (a) Sample of Automatic frequency-time analysis (FTAN) to pair station HRD-TRL (9.8km); on the left, each period has been normalized (each column in the image has been normalized by its maximum value), on the right are the raw amplitudes. In both cases, the colors represented the Group velocity phase in km/s; the colored background shows the FTAN diagram with reddish colors showing the large amplitudes; black dots show the relative maxima of the diagram, the white circles around some maxima highlight the automatically picked dispersion curve. (b) Group velocity dispersion curve measurement via FTAN; every Rayleigh dispersion curve (blue lines) was used in this study. The red curve with errors bars, show the average dispersion curve with their standard deviations. The histogram with blue and red colors shows the measurements by frequencies. Fuente: Elaboración propia.

4.7 Group velocity map interpretation

Figure 4.5 shows the group velocity maps at six different frequencies. With a frequency of 0.15 Hz, two important zones with low velocity (< 2.5 km/s) appear. One located in the main edifice, and at another site next to the LOFZ run. The latter is the same place where the VT events occurred before the April 4 2009 eruption, epicentral distributions by LP events happened and a geological structure with NW-SE orientation end in the main crater. The results obtained were not converted to depth, being reflected only according to the frequency content. Findings for other regions using ASNT (Mordret et al., 2015, Bensen et al., 2007, and the references in them) has showed a relationship between the frequencies of velocity-group used in the inversion and the depth of the anomalies found (the lowest frequencies are associated with the deepest zones). The results show that there is a wider and deeper area, possibly related to the magmatic chamber (6 - 8 km) found by other researches (Dungan et al., 2008; Bouvet de Maisonneuve et al., 2012a, b; Ruth et al., 2016, 2018). Data obtained from high frequencies velocity-group > 0.5 Hz, expose a low velocities zone, shallow and minor zone compared with that deeper; these results could be related to structures according with other studies which suggest the presence the bodies like dikes (Bouvet de Maisonneuve, et al., 2012a).

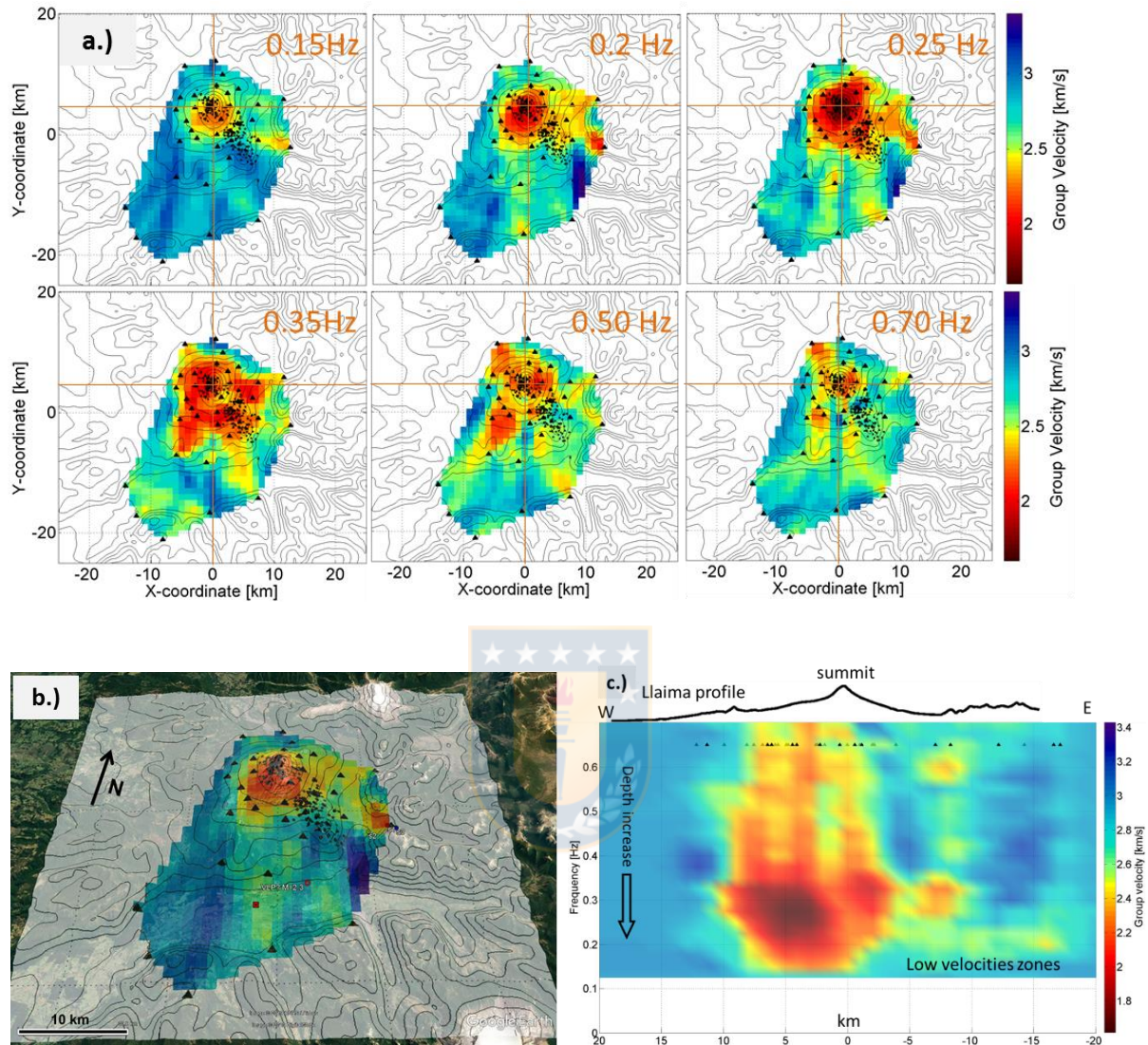


Figure 4.5 Group velocity maps for different frequencies for Rayleigh waves group. (a.) Six examples of inverse model to different frequency surface waves; the orange cross center indicates the crater (b.) Inverse model at 0.2 Hz graph over imposed to Google Earth® relief, note two low velocity zones: at the main edifice and to E of the main crater. (c.) Vertical slide piecewise interpolation from the combination of all of the horizontal group velocity maps; note the y-axis is not depth; the scale is center at the background velocity with blue, while warm colors show low velocity anomalies and cold colors high velocity anomalies. The seismic network is represented by black triangles. The black dots in *a* and *b* are LP seismicity and black lines contours are the topography. The results with reddish colors are represented by color bar. X and Y coordinator are in kilometers. Fuente: Elaboración propia.

4.8 Resolution tests

We performed checkerboard resolution tests for different station pair configurations (Fig. 4.6). At frequencies from 0.15 and 0.7 Hz we find that we are able to resolve features greater than 1 km. Below this range, we are limited to spatial lengths of 5 km.

Resolution tests were completed during this inversion study. Using a checkerboard velocity model, we inverted forward modeled travel times to learn how well the recording geometry would enable accurate velocity model reconstruction. Initial test were conducted with synthetic data. During the testing we changed the size of the checkerboard and the strength of the velocity perturbations. We also did sensitivity tests; for example, we changed parameters such as grid cell size, minimum distance between stations, and the initial velocity model to determine optimal inversion parameters. We also investigated the regularization parameters. The regularization parameters provide constraints on the inverse model perturbation amplitudes and roughness; more information can be found in Aldridge and Oldenburg (1993). After testing many synthetic models, the inversion was applied to the observed data. In turn making combinations between them (Fig. 4.7). Once repeated combinations were made, the best model that visually reproduced the data was chosen.

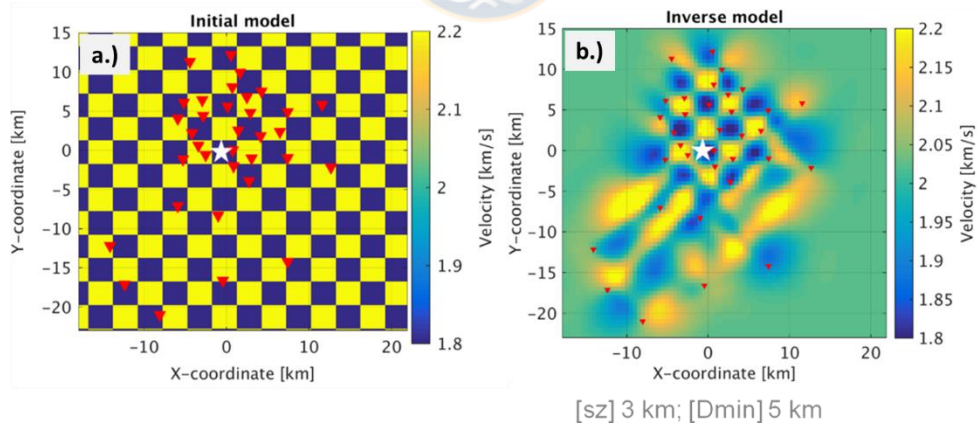


Figure 4.6 Example to checkerboard resolution test *a.)* initial model and *b.)* with cell size by 3 km and distance between stations 2 and 20 km. The temporal and permanent seismic stations are red inverse triangle. The better resolution is located coinciding with the amount coinciding with the largest number of stations. White star indicates the crater. Fuente: Elaboración propia.

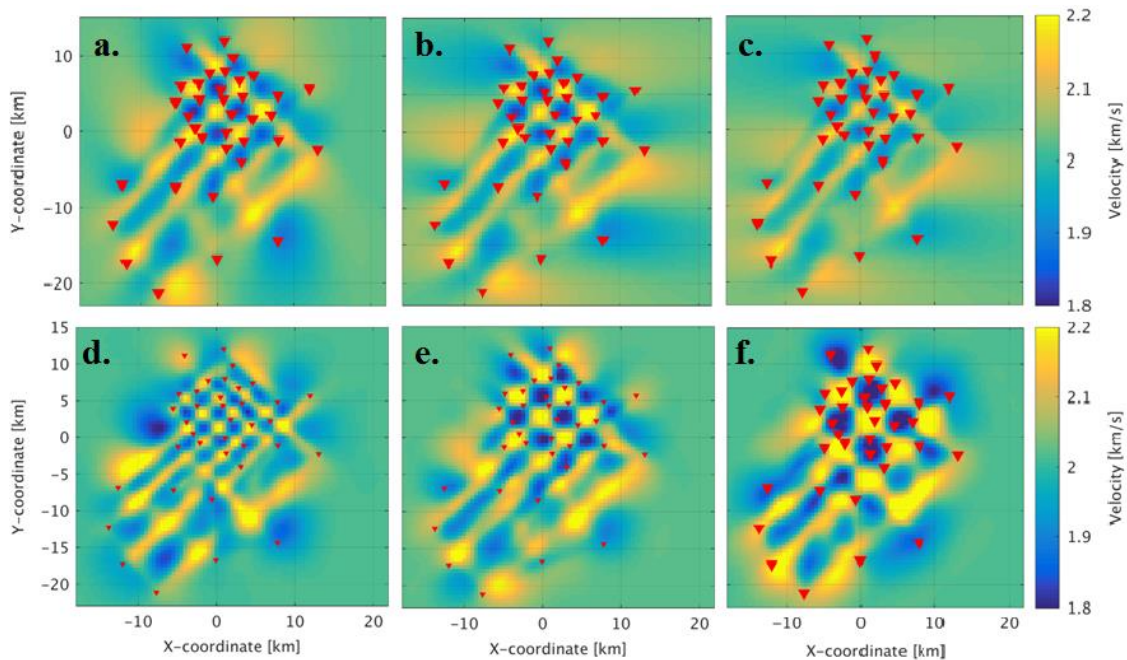


Figure 4.7 Test obtained from synthetic data. (a, b and c) Variation of parameters defining first derivative constraints (Aldridge and Oldenburg, 1993). (d, e and f) For a minimum distance between stations (3 km), cell size variation was obtained between 2 and 20 km (here d, e and f, to 2, 3 and 4 km respectively). Note the resolution and smoothing in each case. The model that best represented the data was for a minimum distance of 5 km and a cell size of 3 km. Fuente: Elaboración propia.

4.9 Conclusions

The local seismicity over the 3-month recording period was too low to apply event-based body-wave tomography. Instead we used ambient noise tomography (ANT).

Our surface wave group velocity tomography results reveal two important low velocity zones (Fig. 4.5): one below the summit and a second eastward of the summit. This second low velocity zone is in close proximity to the LOFZ.

We have not yet imaged any large dikes, which have been proposed in other studies. We will continue to address other geophysical methods in hopes of resolving some of the smaller scale features that we know exist based on their geologic surface expression.

CAPÍTULO V: Examining the interior of Llaima Volcano with receiver functions

Este capítulo recopila parte de los resultados del trabajo realizado en conjunto con los datos registrados por la red instrumental temporal desplegada en el volcán Llaima en verano de 2015 y la red permanente de vigilancia volcánica para el Llaima. Además del trabajo en terreno se contribuyó a generar un adecuado diseño para la ubicación de las estaciones y se participó como coautor del artículo. Datos de sismicidad volcánica fueron incluidos en las gráficas y escrito del texto. Los principales aportes en la publicación corresponden a la construcción conjunta de la introducción, resultados y discusión

Paper published in Journal of Volcanology and Geothermal Research

doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.022

J.W. Bishop^{a,*}, J.M. Lees^a, C.B. Biryol^a, T.D. Mikesell^b, L. Franco^{c, d}

^a Department of Geological Sciences, University of North Carolina, Chapel Hill, United States

^b Department of Geosciences, Boise State University, United States

^c Departamento Ciencias de la Tierra, University of Concepción, Chile

^d OVDAS-Sernageomin, Chilean Geological Survey, Chile

* Corresponding author (jwbishop2@alaska.edu, J.W. Bishop)

5.1 Resumen

El volcán Llaima en Chile es uno de los volcanes más grandes y activos de los Andes del sur, con más de 50 erupciones desde los años 1600. Después de años de persistente desgasificación, el volcán Llaima recientemente inició en una serie de erupciones estrombolianas violentas entre 2007 y 2009. Este período tuvo pocas señales precursoras, destacando la necesidad de obtener información más precisa acerca del almacenamiento de magma. Mientras avances petrológicos se han realizado para comprender esas tendencias de desgasificación y cristalización del magma, aún no se ha completado un estudio sísmico exhaustivo. Aquí presentamos los resultados del cálculo de la función receptor utilizando un denso arreglo instrumental desplegado temporalmente alrededor del volcán Llaima. La aplicación del apilamiento $H-k$ y las técnicas de apilamiento de puntos de conversión comunes (*common conversion point*) revelan una nueva estimación de Moho y dos anomalías estructurales debajo del volcán Llaima. Interpretamos una zona de baja velocidad entre 8 y 13 km de profundidad como una nueva imagen de un cuerpo de magma.

5.2 Abstract

Llaima Volcano in Chile is one of the largest and most active volcanoes in the southern Andes, with over 50 eruptions since the 1600s. After years of persistent degassing, Llaima most recently erupted in a series of violent Strombolian eruptions in 2007–2009. This period had few precursory signals, which highlights the need to obtain accurate magma storage information. While petrologic advancements have been made in understanding magma degassing and crystallization trends, a comprehensive seismic study has yet to be completed. Here, we present results of a receiver function survey utilizing a dense seismic array surrounding Llaima volcano. Application of $H-k$ stacking and common conversion point stacking techniques reveals a new Moho estimate and two structural anomalies beneath Llaima Volcano. We interpret a low velocity zone between 8 and 13km depth as a newly imaged magma body.

5.3 Materials and methods

5.3.1 Data collection and initial processing

From January 2015 to March 2015, twenty-six broadband seismic stations were operated continuously on an approximately 30 km by 20 km area surrounding the Llaima Volcano in Chile (Fig 5.1) as part of UNC Chapel Hill, Boise State University, and Southern Andes Volcano Observatory (OVDAS) collaboration (Table 5.1). Additional data were also obtained from the OVDAS catalog for stations LLA, PAI, CRU, ROC, CON, and AGU (Fig. 5.1). OVDAS is part of the Chilean government geological survey (Sernageomin) and maintains a permanent network of continuously recording broadband seismic stations around Llaima.

5.4 Results

All of the CCP transects depict an upward, increasing velocity transition zone at approximately 8–13 km beneath the volcano (A, Fig. 5.2). This anomaly extends approximately 4 km west to east and notably appears under the volcano peak. The southeast portion of the anomaly was not resolved due to the sparsity of seismic rays. Also visible in the transects is an upward, decreasing velocity contrast (B, Fig. 5.2) at approximately 20 km depth. This anomaly begins on the eastern end of anomaly A, and extends to the end of the A-A' transect. It is also visible in the B-B' transect, but the spatial relationship to anomaly A is not as well resolved. Anomaly B also appears to be absent from transect C-C', which depicts the northwest portion of the array at depth.

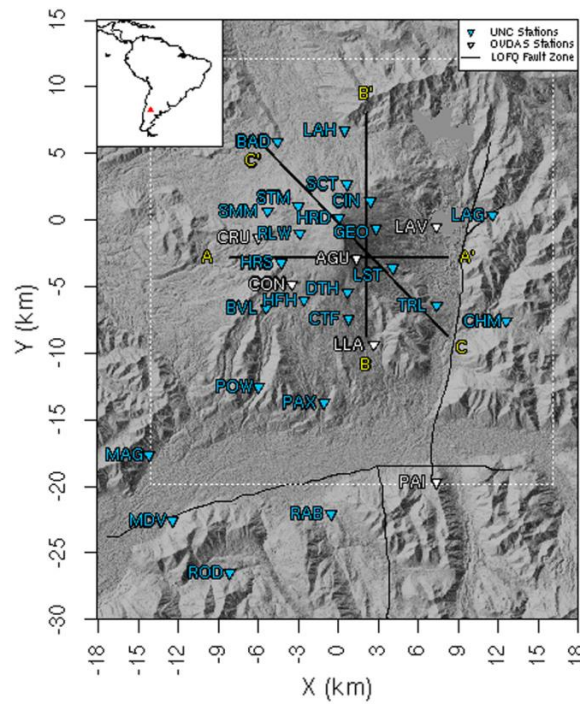


Figure 5.1 The locations of broadband seismic stations used in this study. Temporary stations are denoted in blue and OVDAS permanent stations are white. The Common Conversion Point stacking grid is shown as a white dotted region. CCP transects A-A', B-B', and C-C' are also shown. A master fault of the nearby Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFQ) is noted due to its close proximity.

Table 5.1 Station information for stations with more than 5 receiver functions.

Station	Network	Latitude	Longitude	Install date (year/Julian day)	Removal date (year/Julian day)
CRU	OVDAS	-38.709	-71.800	Continuous	Continuous
PAX	UNC	-38.820	-71.743	2015/012	2015/089
HRS	UNC	-38.726	-71.780	2015/025	2015/089
LAG	UNC	-38.694	-71.598	2015/012	2015/090
LAH	UNC	-38.636	-71.725	2015/011	2015/090
MAG	UNC	-38.855	-71.894	2015/016	2015/089
TRL	UNC	-38.754	-71.646	2015/011	2015/089
STM	UNC	-38.900	-71.874	2015/016	2015/090
SMM	UNC	-38.691	-71.791	2015/011	2015/090

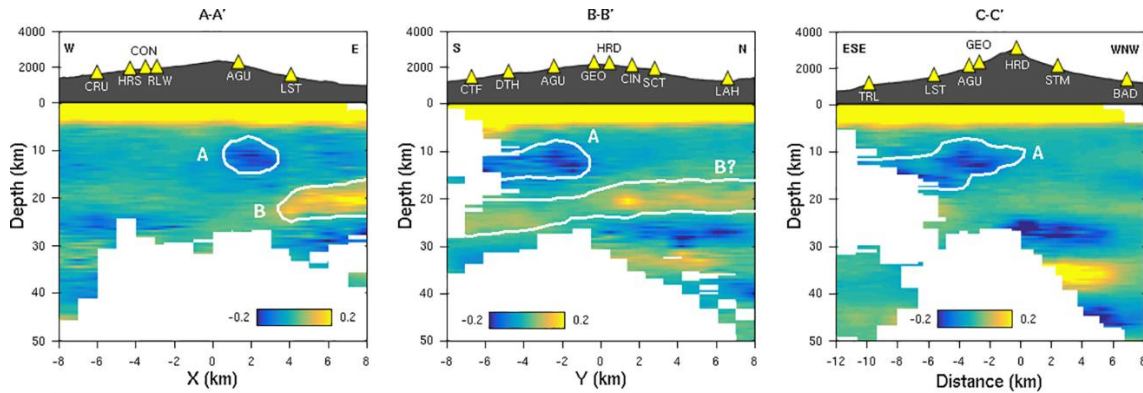


Figure 5.2 Common conversion point transects around Llama Volcano. Blue represents low-to-high velocity conversion points and yellow represents high-to-low velocity conversions. All three CCP transects depict a low velocity anomaly (A) at approximately 8–13km depth. Also visible on transects A-A' (left) and B-B' (middle) is a high-to-low velocity transition zone (B) at approximately 20 km depth. CCP transects appear white where there are fewer than 5 rays in a geographical bin. See Fig. 5.1 for transect locations.

5.5 Discussion

Transition zone A (Fig. 5.2) represents a velocity contrast approximately 8–13km deep beneath the Llama Volcano with increasing velocity upwards. Due to its close proximity to the volcano, we interpret this seismic conversion point as the top of a magma accumulation zone. The depth of this melt body aligns well with estimates of a 4–14 km zone proposed by Ruth et al. (2016) using evidence from olivine-hosted melt inclusions. This finding is the first seismic evidence of structure beneath Llama Volcano and is further evidence that magma storage regions at Llama exist at depths ~10km deeper than previously thought (Bouvet de Maisonneuve et al., 2012a; Ruth et al., 2016). Lateral variation in sampling could be why we don't resolve the bottom of the magma accumulation zone. It's also possible that the lower boundary has a more gradual change in seismic speed, so converted phases are not as strong.

A further line of evidence that anomaly A is a magma accumulation zone is the pattern of long-period seismicity observed from 2010 to 2015 (Fig. 5.3). LP seismicity is typically taken to be the response of a fluid-filled resonator to either excitation from a transient pulse or self-excitation due to a change in pressure accompanying mass flow (Chouet, 1996; Chouet and Matoza, 2013). Broadly speaking, Chouet and Matoza (2013) identified 5 categories of LP causes: self-excited fluid oscillations, magma-hydrothermal interactions, magmatic degassing, brittle fracturing due to melt, and solid extrusion dynamics. Local long-period (LP) earthquakes around Llama were examined for a potential relationship with the above mentioned magma accumulation zone (Fig. 5.3). Hypocenter depths are not

reliable, but 278 earthquake epicenters within 15km of Llaima were projected onto A-A'(E-W) and B-B'(N-S) transects and geographically binned. The resulting distributions both show a bimodal pattern centered around the body of partial melt indicated from the CCP images. Magma accumulation zones alter the elastic properties of the surrounding rock, which promotes plastic deformation instead of brittle fracturing. The spatial distribution of volcano-tectonic events at the volcano was too sparse during this period to examine a possible trend.

While characterizing the exact source of the long-period earthquakes is beyond the scope of this paper, we propose that fluid flow from degassing of the magma is a potential cause of some regional LP seismicity. Eruption source magma at Llaima is mafic and volatile rich (Bouvet de Maisonneuve et al., 2012a; Ruth et al., 2016), and magma degassing is known to occur at depths up to 14km (Ruth et al., 2016). Intermittent gas flow through fractures has been proposed as an LP source at Arenal Volcano, Costa Rica (Lesage et al., 2006). The pressure pulses caused by the periodic opening and closing of fractures produces frequency peaks through a Dirac comb effect. These fractures could be caused by overpressure in the partial melt body or LOFZ related seismicity.

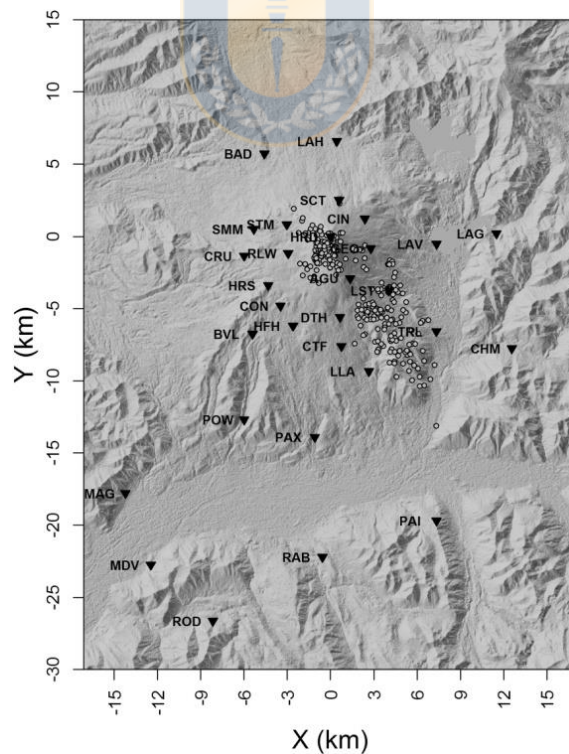


Figure 5.3 Long-period epicenters considered in this analysis. Anomaly “A” in Fig. 5.2 appears in approximately the gap in seismicity.

5.6 Acknowledgments

The authors wish to thank Rebecca Rodd for her help with field data collection and deployment organization. We also thank Sanja Knezevic Antonijevic for her helpful comments. We are grateful for the field help from Jeffrey B. Johnson, Timothy J. Ronan, and Thomas L. Otheim. We also thank seismic analysts at OVDAS for initial identification of long-period events. J.W.B. and J.M.L. acknowledge support from NSF grants CDI 1125185 and AGS-1551999. T.D.M. acknowledges financial support from Boise State University and the NSF under award no. 1144883.



CAPÍTULO VI: Crystal and melt inclusion timescales reveal the evolution of magma migration before eruption

Con el objetivo de obtener y complementar resultados conducentes a mejorar el conocimiento relacionado con estructuras relevantes del sistema magmático del volcán, se realizaron contactos con grupos de investigadores internacionales. En este sentido fue abordado el grupo de geólogos del Observatorio de la Tierra de Singapur, quienes continuaban realizando análisis petrológicos y geoquímicos a depósitos de erupciones recientes del Llaima (2008). Con nuestros datos se realizaron cálculos de líneas temporales concernientes a la energía de la señal sísmica continua 2007-2008. Una revisión de los registros sísmicos diarios en la estación LLA, permitieron determinar una ausencia de algún tipo de sismicidad volcánica y en este sentido, contribuyeron a justificar la idea que los magmas ascendieron desde sitios más profundos hasta mínimos de 8 km con años de anterioridad. Posterior a ello, residieron en profundidades someras (3-4 km) seis meses antes de la erupción de enero de 2008.

Paper published in Nature Communications

DOI: 10.1038/s41467-018-05086-8

Dawn C.S. Ruth ^{1,2,*}, Fidel Costa ^{2,3}, Caroline Bouvet de Maisonneuve ^{2,3}, Luis Franco ⁴, Joaquín A. Cortés ^{5,6} & Eliza S. Calder⁶

¹ Department of Geology, State University of New York at Buffalo, 126 Cooke Hall, Buffalo, NY 14260, USA.

² Earth Observatory of Singapore, Nanyang Technological University 50 Nanyang Avenue, Singapore 639798, Singapore.

³ Asian School of the Environment, Nanyang Technological University, 50 Nanyang Avenue, Singapore 639798, Singapore.

⁴ Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, Servicio Nacional de Geología y Minería, Rudecindo Ortega #03850, Temuco, Chile.

⁵ Department of Geography, Edge Hill University, Ormskirk L39 4QP, UK. ⁶ School of GeoSciences, University of Edinburgh, The King's Building, James Hutton Road, Edinburgh EH9 3FE, Scotland.

*Correspondence and requests for materials should be addressed to D.C.S.R. (email: sdawn@ntu.edu.sg)

6.1 Resumen

Concentraciones de elementos volátiles medidos en inclusiones fundidas son una herramienta clave para entender la migración y desgasificación del magma, aunque sus valores originales pueden ser afectados por diferentes procesos de re-equilibrio. Adicionalmente, los cristales portadores de la inclusión pueden tener un amplio rango de edades y orígenes, complicando aún más la interpretación de los procesos magmáticos. Para clarificar algunos de estos inconvenientes, nosotros combinamos la difusión cronométrica del olivino y datos de inclusiones fundidas de la erupción del 2008 en el volcán Llaima (Chile). Encontramos que las intrusiones de magma ocurrieron cerca de 4 años antes de la erupción a un mínimo de profundidad de aproximadamente 8 km. La migración y reacción del magma llegó a ser más superficial con el tiempo, y cerca de 6 meses antes de la erupción alcanzó profundidades de 3 a 4 km. Esto puede ser vinculado con los reportes de sismicidad y emisiones de ceniza (Fig. 6.1). Aunque algunas ambigüedades de interpretación aún permanecen, estudios de cristales zonados e inclusiones fundidas, permiten un más completo entendimiento del ascenso del magma, desgasificación y monitoreo de datos volcánicos.

6.2 Abstract

Volatile element concentrations measured in melt inclusions are a key tool used to understand magma migration and degassing, although their original values may be affected by different re-equilibration processes. Additionally, the inclusion-bearing crystals can have a wide range of origins and ages, further complicating the interpretation of magmatic processes. To clarify some of these issues, here we combined olivine diffusion chronometry and melt inclusion data from the 2008 eruption of Llaima volcano (Chile). We found that magma intrusion occurred about 4 years before the eruption at a minimum depth of approximately 8 km. Magma migration and reaction became shallower with time, and about 6 months before the eruption magma reached 3–4 km depth. This can be linked to reported seismicity and ash emissions (Fig. 6.1). Although some ambiguities of interpretation still remain, crystal zoning and melt inclusion studies allow a more complete understanding of magma ascent, degassing, and volcano monitoring data.

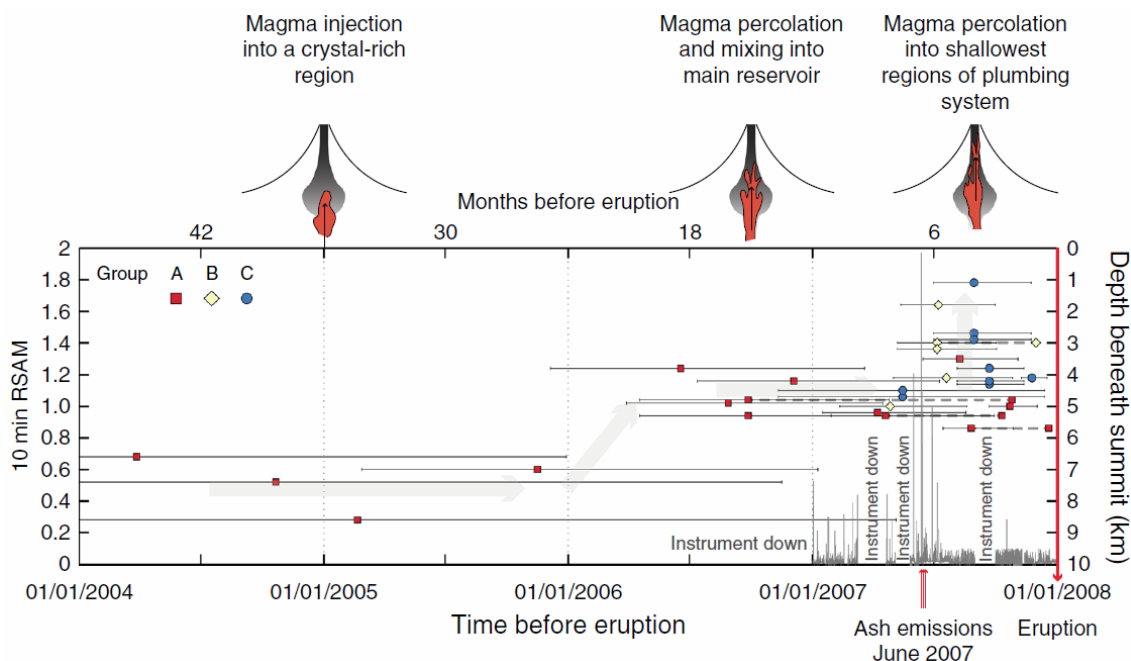


Figure 6.1 Combined geochemical, seismic, and observed datasets prior to the 2008 eruption. We observe that shallower pressures are recorded as the volcano gets closer to eruption. Also note that peak seismicity, ash-venting and some timescales from the crystals overlap, probably reflecting gas and magma movement towards the surface. Other crystals post-date the seismicity peak by a few months and may indicate that there is a reaction time for the crystal-rich system to record the processes of melt movement or/and that final melt movement towards the surface was aseismic. Also shown is a schematic cartoon showing the proposed timeline of magmatic processes is shown above. Gaps in the 10 min RSAM data indicate when the instruments were not collecting data. Grey arrows in the background show the general magma migration of magma path. Symbols connected by a dotted line show timescales for the complex crystals. Error bars show the uncertainty on the diffusion timescales based on the discrepancy from the DIPRA model.

6.3 Acknowledgements

Discussions with K. Lynn, M. Myers, J. Ball, A. Graettinger, G. Valentine, T. Girona, B. Welsch, E. Cottrell, B. Taisne, helped to improve the manuscript. J. Herrin helped with EBSD and EPMA data collection. Three anonymous reviewers and especially P. Ruprecht provided many comments and critical feedback that improved the manuscript. This research was funded by a National Science Foundation East Asia and Pacific Summer Institute Fellowship (OISE-1309590) to D.C.S.R, a National Science Foundation (EAR- 0828070) to E.S.C. (while at the University at Buffalo), and a Singapore National Research Foundation - Ministry of Education grant (MoE2014-T2-2-041) to F.C.

CAPÍTULO VII: CONCLUSIONES GENERALES

Durante la última década en Chile se ha tenido la oportunidad de observar instrumentalmente la incidencia de grandes terremotos sobre la actividad volcánica. Desde el año 2009, tiempo donde se complementan las redes de monitoreo para los volcanes, tres han sido los terremotos (Mw 8.8 en 2010, Mw 8.2 en 2014 y Mw 8.4 en 2016) que han podido impactar de alguna manera volcanes que se encuentran con distintos grados de actividad. El volcán Llaima presentó una única oportunidad donde su último periodo eruptivo estaba en decadencia, y aspectos relacionados con su actividad y relación con el terremoto de Mw 8.8 parecen haber exhibido un comportamiento poco usual al esperado según la mayoría de investigaciones. En este caso los resultados obtenidos sugieren que una transmisión de esfuerzos pudo haber acelerado su descenso. Muy llamativo además, es el hecho de presentar un inusual reposo con un periodo mayor a la media desde 1852. Pero no solamente se experimentaron descensos en la actividad. La activación de estructuras tectónicas al sur, cercanas al volcán, permiten sugerir una afectación directa del paso de las ondas sísmicas generando abundante sismicidad en sectores donde la tasa de recurrencia era muy baja (<1 evento/día). A continuación se ofrecen las conclusiones de este trabajo, cuyo objetivo general permitió caracterizar la actividad sísmica y superficial del volcán estableciendo una relación temporal con el terremoto del Maule. Específicamente se analizaron los inicios y finales eruptivos, caracterizando cada uno de los episodios lo cual conllevó a definir fases de actividad. Las líneas temporales de actividad y cálculos de transmisión de esfuerzos normales, permiten considerar cambios en el estado del volcán a partir de febrero de 2010. En síntesis se puede decir que:

- La actividad eruptiva actualmente muestra un periodo de inter-erupción mayor al observado en la historia eruptiva reciente del volcán Llaima. Desde el año 1852 se ha calculado que el periodo medio en años entre erupciones no es mayor de 8 años. A partir de la última erupción en Abril 4 de 2009, el volcán Llaima ha experimentado una continua calma donde la actividad sísmica volcánica y actividad superficial han estado ausentes y sin señales de reactivación, completando cerca de 10 años de relativa quietud.
- Con relación al último periodo eruptivo 2007-2009, la actividad volcánica disminuyó paulatinamente desde octubre de 2009, pero una caída repentina en el registro de sismicidad LP y TR ocurrió en febrero y junio de 2010. Aunque ha sido ampliamente investigado que la ocurrencia de grandes terremotos puede gatillar actividad volcánica, pocos son los casos que contrariamente como sucedió con el volcán Llaima, la actividad volcánica disminuyó.

- Contrariamente el paso de las ondas sísmicas del terremoto de 2010, simultáneamente activó estructuras cercanas al volcán. La sismicidad tectónica localizada 17 km al sur del cráter, experimentó un aumento en la ocurrencia y pasó de registrarse con tasas menores de 1 evento/mes, a tener hasta más de 100 evento/día. Esta sismicidad estuvo asociada además, con evidente ruptura superficial del terreno en la zona epicentral al oeste de la localidad de Melipeuco, próxima al volcán.
- Siendo el Llaima unos de los volcanes con más erupciones documentadas desde 1600, son escasos los trabajos que han descrito las principales características eruptivas. Las observaciones mostraron que la actividad eruptiva para el periodo 2007-2009 se concentró principalmente en seis centros de emisión distribuidos en el cráter y al menos dos fracturas con dirección SE y SW ubicadas en los flancos del edificio volcánico.
- Una de las formas para explicar los cambios sucedidos en el volcán Llaima después de ocurrido el terremoto del Maule, es modelar la transmisión de esfuerzos usando como fuente la ruptura del sismo y como estructuras receptoras posibles estructuras activas en el volcán. El modelamiento se realizó pensando en posibles diques con orientación NW-SE, ya que se detectó persistente actividad sobre una grieta con dirección NW-SE, ubicada en el flanco SE del volcán. Este lineamiento coincidió además con epicentros de sismicidad volcánica (LP y tectónicos) y la ubicación de una zona de baja velocidad obtenida en la tomografía de ruido sísmico ambiental.
- Observaciones detalladas nos permitieron concluir que existió una alternancia y coexistencia de estilos eruptivos hawaianos y estrombolianos, más que un único proceso estromboliano como se describió preliminarmente. Los centros de emisión localizados en el sector W al interior del cráter, exhibieron flujos de lava tranquilos, mientras que los demás *vents* ubicados al centro y E del interior del cráter, mostraron actividad estromboliana intermitente y fontanas de lava. Según el registro fotográfico, un sutil lineamiento con dirección NW-SE parece delimitar los flujos de lava tranquilos (W) de la demás actividad referida al interior del cráter. Este lineamiento es subparalelo a otros lineamientos observados en el sector y al sur del Llaima, principalmente al advertido en los flancos del Pichi-Llaima, como a la línea que contiene la distribución entre el cráter principal y Pichi-Llaima.
- La actividad de las fracturas ubicadas en los flancos del volcán, estuvo caracterizada por explosiones, siendo la fractura SE la que lució mayor actividad, inclusive con columnas de gases y cenizas que alcanzaron los 7000 metros de altura. La fractura SW fue más intermitente y manifestó mayor actividad durante las erupciones más energéticas del 1 de Enero de 2008 y 4 de Abril de 2009. La presencia de estas fracturas y la red de diques que componen el sistema

alimentador superficial, algunos de ellos alcanzando la superficie, indican que esta parte del cono volcánico podría ser una zona inestable y débil.

- Existen características en el desarrollo eruptivo que implican para el monitoreo volcánico un desafío con el fin de obtener un oportuno pronóstico. Basados en la energía de la señal sísmica y el IEV involucrado, los seis procesos eruptivos mayores se caracterizaron por presentar en el corto plazo, una ausencia de claras señales premonitorias, con un rápido ascenso de los magmas a niveles más superficiales y un súbito desarrollo de las erupciones y finales repentinos. Asimismo, la ausencia de deformación observada en los estudios InSAR y la no generación de sismicidad VT (aquella asociada con fracturamiento de material frágil), nuevamente con repentinos inicios sin claros premonitorios, sugieren que el Volcán Llaima para el periodo 2007-2009 se comportó como un sistema volcánico de conducto abierto.
- Una densa red temporal de estaciones, complementó la red actual del Volcán Llaima y permitió el registro de datos sismológicos con abundante información relacionada con estructuras relevantes al interior del sistema volcánico. Basados en los cálculos de función receptor para sismos lejanos y técnicas de puntos de apilamiento, se encontró entre otros importantes hallazgos, una zona de baja velocidad ubicada entre 8 y 13 km de profundidad, la cual podría estar asociada con un cuerpo de magma a esa profundidad. Localizaciones epicentrales de sismicidad LP para los años 2010-2015, estaría relacionada con esa zona de baja velocidad.
- La densa red de estaciones que ocupó 35 sitios distintos con distancias que variaron desde el cráter entre 0 y 27 km, logró registrar la microsismicidad secundaria (ruido sísmico ambiental), insumo primordial para aplicar técnicas de tomografía y obtener imágenes del subsuelo aplicando metodologías tradicionales. La técnica de tomografía del ruido sísmico ambiental (ASNT, por sus siglas en inglés) fue usada aprovechando datos obtenidos entre enero y abril de 2015. Se encontraron dos zonas de baja velocidad una más superficial ubicada debajo del edificio volcánico y otra más profunda y de menor tamaño ubicada 13 km al sur-este del cráter principal. Aunque ambas técnicas sismológicas, no consideran un detalle que permita reconstruir las longitudes de los diques propuestos por los trabajos de petrología, son acordes con las profundidades de almacenamiento del magma sugerido por otros autores.
- Las líneas temporales concernientes a la energía de la señal sísmica continua, son consistentes con los resultados obtenidos por análisis petrográficos realizados en depósitos recientes para el Volcán Llaima. Estos trabajos sugieren que los magmas ascendieron desde sitios más profundos hasta mínimos de 8 km con años de anterioridad, para posteriormente residir en profundidades someras (3-4 km) seis meses antes de la erupción de Enero 1 de 2008. Las primeras emisiones

ricas en cenizas en Mayo de 2007 permitieron inferir que los magmas alcanzaron profundidades someras, sobrecalentando inicialmente el sistema hidrotermal siete meses antes de la primera erupción. Esto también fue indicado en los estudios petrológicos realizados. Las líneas temporales muestran cómo la energía de la señal sísmica volcánica tuvo un evidente incremento solo horas previas a la erupción inicial en Enero 1 de 2008.



REFERENCIAS

Acocella, V. (2014). Great challenges in volcanology: How does the volcano factory work? *Front. Earth Sci. Volcanol.*, 2, 1–10, doi:10.3389/feart.2014.00004.

Acocella, V., and Puglisi, G. (2013). How to cope with volcano flank dynamics? A conceptual model behind possible scenarios for Mt. Etna, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 251, Pages 137-148, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.06.016>.

Aiuppa, A. and Federico, C. (2004). Anomalous magmatic degassing prior to the 5th April 2003 paroxysm on Stromboli. *Geophysical Research Letters* 31: doi: 10.1029/2004GL020458. issn: 0094-8276.

Aiuppa, A., Moretti, R., Federico, C., Giudice, G., Gurrieri, S., Liuzzo, M., Papale, P., Shinohara, H., Valenza, M. (2007). Forecasting Etna eruptions by real-time observation of volcanic gas composition. *Geology* ; 35 (12): 1115–1118. doi: <https://doi.org/10.1130/G24149A.1>.

Aki K, Fehler M, and Das S (1977). Source mechanism of volcanic tremor: Fluid-driven crack models and their application to the 1963 Kilauea eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 2: 259–287.

Aldridge DF and Oldenburg DW (1993). Two-dimensional tomographic inversion with finite-difference travel times: *Journal of Seismic Exploration*, 2, 257-274.

Alparone, S., D. Andronico, L. Lodato, and T. Sgroi (2003). Relationship between tremor and volcanic activity during the Southeast Crater eruption on Mount Etna in early 2000, *J. Geophys. Res.*, 108(B5), 2241, doi:10.1029/2002JB001866.

Andronico, D.; Pistolesi, M. (2010). The November 2009 paroxysmal explosions at Stromboli, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 196, Issues 1–2, Pages 120-125, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.06.005>.

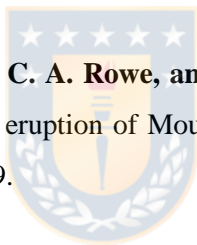
Araneda, M., Avendaño, M.S. (1985). Estudio gravimétrico de la falla Liquiñe-Ofqui, en los sectores Seno Cayetué, Bahía Ralún y Cochamó - Punta Picoihuén. In Congreso Geológico Chileno, N°4, Actas, Vol.1, p. 1-17. Antofagasta.

Barrientos, S.E. (1994). Large thrust earthquakes and volcanic eruptions, *Pure appl. Geophys.*, 142(1), 225–237.

Bathke, H., M. Shirzaei, and T. R. Walter (2011). Inflation and deflation at the steep-sided Llaima stratovolcano (Chile) detected by using InSAR, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L10304, doi:10.1029/2011GL047168.

Battaglia, J., and K. Aki (2003). Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, *J. Geophys. Res.*, 108(B8), 2364, doi:10.1029/2002JB002193.

Battaglia, J., C. H. Thurber, J.L. Got, C. A. Rowe, and R. A. White (2004). Precise relocation of earthquakes following the 15 June 1991 eruption of Mount Pinatubo (Philippines), *J. Geophys. Res.*, 109, B07302, doi:10.1029/2003JB002959.



Bean, C.J.; De Barros, L.; Lokmer, I.; Metaxian, J.P.; O'Brien, G.; Murphy, S. (2014). Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes. *Nat. Geosci.*, 7 (1), pp. 71-75. <https://doi.org/10.1038/ngeo2027>.

Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin, A. L., Lin, F., Moschetti, M. P., Shapiro, N. M. and Yang, Y. (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements. *Geophysical Journal International* 169: 1239–1260.

Bilek, S. (2010). Invited review paper: Seismicity along the South American subduction zone: Review of large earthquakes, tsunamis, and subduction zone complexity, *Tectonophysics*, Volume 495, Issues 1–2, Pages 2-14, ISSN 0040-1951, <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.037>.

Bishop, J.; Lees, J.; Biryol, C.; Mikesell, T.; Franco, L. (2018). Examining the interior of Llaima

Volcano with receiver functions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 352, 2018, Pages 1-9, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.11.022>.

Bohm, M., Lüth S, Echtler H, Asch G, Bataille K, Bruhn C, Rietbrock A and Wigger P. (2002). The Southern Andes between 36 and 40S latitude: Seismicity and average seismic velocities, *Tectonophysics*, 356, 275–289, doi:10.1016/S0040-1951(02)003992.

Bonali F.L., Tibaldi A., Corazzato C., Tormey D.R., Lara L.E. (2013). Quantifying the effect of large earthquakes in promoting eruptions due to stress changes on magma pathway: the Chile case, *Tectonophysics*, vol. 583 (pg. 54-67).

Bonali F.L., Tibaldi A., Corazzato C. (2015). Sensitivity analysis of earthquake-induced static stress changes on volcanoes: the 2010 Mw 8.8 Chile earthquake, *Geophysical Journal International*, Volume 201, Issue 3, Pages 1868–1890, <https://doi.org/10.1093/gji/ggv122>.

Bouvet de Maisonneuve, C., Dungan, M., Bachmann, O. and Burgisser, A. (2012a). Insights into shallow magma storage and crystallization at Volcán Llaima (Andean Southern Volcanic Zone, Chile). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumes 211–212, Pages 76-91, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.09.010>.

Bouvet de Maisonneuve, C., Dungan, M. A., Bachmann, O. and Burgisser, A. (2012b). Petrological insights into shifts in eruptive styles at Volcan Llaima (Chile). *Journal of Petrology* 54, 393–420.

Brodsky, E.E., Sturtevant, B., Kanamori, H. (1998). Earthquakes, volcanoes, and rectified diffusion. *Journal of Geophysical Research* 103, 827–838.

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

Cembrano, J., Hervé, F., Lavenu, A. (1996). The Liquiñe–Ofqui fault: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259, 55–66.

Cembrano, J., Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics* 471, 96 – 113.

Cembrano, J., Shermer, E., Lavenu, A. & Sanhueza, A. (2000). Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes, *Tectonophysics*, 319, 129–149.

Chouet, B. (1988). Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor, *Journal of Geophysical Research* 93 (B5), 4375-4400.

Chouet, B. (1992). A Seismic Model for the Source of Long-Period Events and Harmonic Tremor. In: Gasparini P., Scarpa R., Aki K. (eds) *Volcanic Seismology. IAVCEI Proceedings in Volcanology*, vol 3. Springer, Berlin, Heidelberg.

Chouet, B. A., R. A. Page, C. D. Stephens, J. C. Lahr, and J. A. Powers (1994). Precursory swarms of long-period events at Redoubt Volcano (1989–1990), Alaska: Their origin and use as a forecasting tool, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 62, 95–135, doi:10.1016/0377-0273(94)90030-2.

Chouet B. (1996). Long-period volcano seismicity: Its source and use in eruption forecasting. *Nature* 380: 309–316.

Chouet, B. Saccorotti, G., Martini, M., Dawson, P., De Luca, G., Milana, G., and Scarpa R. (1997). Source and path effects in the wave fields of tremor and explosions at Stromboli volcano. *J. Geophys. Res.* 102, 15129-15150.

Chouet, B., Saccorotti, G., Dawson, P., Martini, M., Scarpa, R., De Luca, G., Milana, G. and Cattaneo, M. (1999). Broadband measurements of the sources of explosions at Stromboli Volcano, Italy. *Geophysical Research Letters* 26: doi: 10.1029/1999GL900400. issn: 0094-8276.

Chouet, B. (2003). Volcano seismology. *Pure and applied geophysics*, 160 739-788.

Chouet, B. and Matoza, R. (2013). A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 252, 108-175.

Collombet, M., Grasso, J.R., and Ferrazzini, V. (2003). Seismicity rate before Eruptions at Piton de la Fournaise Volcano: Implications for volcano dynamics, *Geophys. Res. Lett.*, 30(21), 2099, doi:10.1029/2003GL017494.

Cosentino, M., Lombardo, G., Privitera, E. (1989). A model for internal dynamical processes on Mt Etna, *Geophysical Journal International*, Volume 97, Issue 3, Pages 367–379, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1989.tb00508.x>

Crosson, R. S., and D. A. Bame (1985). A spherical source model for low frequency volcanic earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 90, 10,237 – 10,247.

Davis, G.H., Bump, A, Garcia, P., and Ahlgren, S. (2000). Conjugate Riedel shear zones: *Journal of Structural Geology*, v. 22, p. 169-190.

Delgado, F., Pritchard, M., Ebmeier, S., González, P., Lara, L. (2017). Recent unrest (2002–2015) imaged by space geodesy at the highest risk Chilean volcanoes: Villarrica, Llaima, and Calbuco (Southern Andes). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 344, 270-288, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.020>.

Delouis, B., Nocquet, J.-M., Vallée, M. (2010). Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high-rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophys. Res. Lett.* 37. 7 pp.

Dibble, R. R., (1974). Volcanic seismology and accompanying activity of Ruapehu Volcano, New Zealand, in *Physical Volcanology*. Chapter 3, Vol. 6, edited by L. Civetta et al., pp. 49– 85, Elsevier Sci., New York. ISSN 0419-0297, ISBN 9780444411419, <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-41141-9.50009-7>.

Dungan, M. A., Bouvet de Maisonneuve, C., Sellés, D., Naranjo, J. A., Moreno, H., Langmuir, C., Reubi, O., Goldstein, S., Jweda, J., Escrig, S., Bachmann, O., and Bourdon, B. (2008). Volcán

Llaima (38.7°S, Chilean Southern Volcanic Zone): Insights into a dominantly mafic and ‘hyperactive’ subduction-related magmatic system. 7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice), Extended Abstracts: 191-194.

Dzierma Y., Wehrmann, H. (2010). Eruption time series statistically examined: Probabilities of future eruptions at Villarrica and Llaima Volcanoes, Southern Volcanic Zone, Chile, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 193, Issues 1–2, Pages 82-92, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.03.009>.

Eggert, S., Walter, T.R. (2009). Volcanic activity before and after large tectonic earthquakes: observations and statistical significance. *Tectonophysics* 471, 14–26. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2008.10.003>.

Endo, E. T. and Murray, T. (1991). Real-time Seismic Amplitude Measurement (RSAM): A Volcano Monitoring and Prediction tool, *Bull. Volcanol.*, 53, 533–545.

Eyre, T. S., C. J. Bean, L. De Barros, F. Martini, I. Lokmer, M. M. Mora, J. F. Pacheco, and G. J. Soto (2015). A brittle failure model for long-period seismic events recorded at Turrialba volcano, Costa Rica, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 1452–1472, doi:10.1002/2014JB011108.

Falsaperla, S., E. Privitera, B. Chouet, and P. Dawson (2002). Analysis of long-period events recorded at Mount Etna (Italy) in 1992, and their relationship to eruptive activity, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 114 (3-4), 419–440.

Falsaperla, S., Spampinato, S. (2003). Seismic insight into explosive paroxysms at Stromboli volcano, Italy. Volume 125, Issues 1–2, Pages 137-150, ISSN 0377-0273, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00093-3](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00093-3).

Farías, M., D. Comte, S. Roecker, D. Carrizo, and M. Pardo (2011). Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence, *Tectonics*, 30, TC6010, doi: 10.1029/2011TC002888.

Fehler, M. (1983). Observations of volcanic tremor at Mount St. Helens volcano. *J. Geophys. Res.* 88, 3476 - 3484.

Fournier, T.J., Pritchard, M.E., Riddick, S.N. (2010). Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: new results from Latin America using InSAR and a global synthesis. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 11:29. <http://dx.doi.org/10.1029/2009gc002558>.

Fujita E, Ida Y, and Oikawa J. (1995). Eigen oscillation of a fluid sphere and source mechanism of harmonic volcanic tremor. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 69: 365–378.

Gil-Cruz, F. and Chouet. B. (1997). Long-period events, the most characteristic seismicity accompanying the emplacement and extrusion of a lava dome in Galeras Volcano, Colombia, in 1991. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 77: 121–158.

González-Ferrán, O. (1995). *Volcanes de Chile.* Instituto Geográfico Militar, Santiago, Chile. 635 p.

Gresta, S., Privitera, E., Leotta, A., and Gasperini, P. (1996). Analysis of the intermittent volcanic tremor observed at Mt. Etna, Sicily during March-May 1987. *Anali Di Geofisica*, Vol. 39, N. 2.

Havskov J. and Ottemoller L. (1999). SeisAn Earthquake analysis software, *Seis. Res. Lett.*, 70.

Heap, M.J., Russell, J.K.; Kennedy, L.A. (2016). Mechanical behaviour of dacite from Mount St. Helens (USA): A link between porosity and lava dome extrusion mechanism (dome or spine)?, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 328, Pages 159-177, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.10.015>.

Hellweg, M. (2000). Physical models for the source of Lascar's harmonic tremor. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 101, 183-198.

Hill, D.P., Pollitz, F., and Newhall, C. (2002). Earthquake-volcano interactions: *Physics Today*, v. 55, p. 41–47.

Hirn, A., A. Nercessian, M. Sapin, F. Ferrucci, and G. Wittlinger (1991). Seismic heterogeneity of Mount Etna: structure and activity, *Geophys. J. G. Int.*, 105, 139– 153. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb03450.x>

Johnson, J. B., Aster, R. C. (2005). Relative partitioning of acoustic and seismic energy during Strombolian eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148(3-4), 334-354.

Johnson, J. H., S. Prejean, M. K. Savage, and J. Townend (2010). Anisotropy, repeating earthquakes, and seismicity associated with the 2008 eruption of Okmok volcano, Alaska, *J. Geophys. Res.*, 115, B00B04, doi:10.1029/2009JB006991.

Jousset P, Neuberg J, Sturton S. (2003). Modelling the time-dependent frequency content of low-frequency volcanic earthquakes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 128: 201–223.

Julian, B.R. (1994). Volcanic tremor: nonlinear excitation by fluid flow. *Journal of Geophysical Research* 99, 11,859–11,877.

Kato A, Toshiko Terakawa, Yoshiko Yamanaka, Yuta Maeda, Shinichiro Horikawa, Kenjiro Matsuhiro and Takashi Okuda (2015). Preparatory and precursory processes leading up to the 2014 phreatic eruption of Mount Ontake, Japan. *Earth Planets Space* 67, 111.

Koper K.D., Hutko A.R., Lay T., Sufri O. (2012). Imaging short-period seismic radiation from the 27 February 2010 Chile (Mw 8.8) earthquake by back-projection of P, PP, and PKIKP waves, *J. geophys. Res.*, vol. 117 pg. B02308 doi:10.1029/2011JB008576

Lahr, J.C., Chouet, B.A., Stephens, C.D., Power, J.A. and Page, R.A. (1994). Earthquake classification, location and error analysis in a volcanic environment: implications for the magmatic system of the 1989-1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62(1-4): 137-151.

Lara, Luis E. y Calderón, Rodrigo (2015). Peligro y riesgo específico asociado al volcán Chaitén: perspectiva geológica de la vulnerabilidad en el entorno de un volcán activo. *Magallánica (Punta Arenas)*, 43(3), 27-35. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-22442015000300003>

Lavenu, A. and Cembrano, J. (1999). Compressional- and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore-arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21, 1669-1691.

Lecocq, T., C. Caudron, et F. Brenguier (2014). MSNoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise, *Seismological Research Letters*, 85(3), 715-726, doi:10.1785/0220130073.

Lee, W. H. K. and C. M. Valdes (1985). HYP071PC: A personal computer version of the HYP071 earthquake location program, U. S. Geological Survey Open File Report 85-749, 43 pp.

Lesage, P., Mora, M.M., Alvarado, G.E., Pacheco, J., Métaixian, J.-P. (2006). Complex behavior and source model of the tremor at Arenal Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 157 (1), 49–59.

Levshin, A.L., Pisarenko, V.F., Pogrebinsky, G.A. (1972). On a frequency-time analysis of oscillations. *Ann. Geophys.*, 28, 211-218.

Lin, Y.N., Sladen, A., Ortega-Culaciati, F., Simons, M., Avouac, J.-P., Fielding, E.J., Brooks, B.A., Bevis, M., Genrich, J., Rietbrock, A., Vigny, C., Smalley, R., Socquet, A. (2013). Coseismic and postseismic slip associated with the 2010 Maule Earthquake, Chile: Characterizing the Arauco Peninsula barrier effect. *J. Geophys. Res., Solid Earth* 118, 3142–3159.

Lokmer, I., G. Saccorotti, B. Di Lieto, and C.J. Bean (2008). Temporal evolution of long-period seismicity at Etna volcano, Italy, and its relationships with the 2004-2005 eruption: *Earth Planet. Sci. Lett.*, 266, 205-220.

López-Escobar, L., Cembrano, J., Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37–46°S). *Revista Geológica de Chile* 22 (2), 219–234.

Lorito, S., Romano, F., Atzori, S., Tong, X., Avallone, A., McCloskey, J., Cocco, M., Boschi, E., Piatanesi, A. (2011). Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. *Nat. Geosci.* 1752-0908. doi:10.1038/ngeo1073.

Lupi, M. and Miller, S. A. (2014). Short-lived tectonic switch mechanism for long-term pulses of volcanic activity after mega-thrust earthquakes, *Solid Earth*, 5, 13-24, <https://doi.org/10.5194/se-5-13-2014>.

Manga, M. and Brodsky, E.E. (2006). Seismic triggering of eruptions in the far field: volcanoes and geysers, *Ann. Rev. Earth planet. Sci.*, 34, 263–291.

Maurice, J. (2012). Geochemical and Structural Constraints on Magma Storage at Llaima Volcano, A Support for Shallow Dikes Reservoirs. MSc dissertation, University at Buffalo, NY, 79 pp.

Marzocchi, W., Casarotti, E. and Piersanti, A. (2002). Modeling the stress variations induced by great earthquakes on the largest volcanic eruptions of the 20th century, *J. geophys. Res.*, 107(B11), 2320, doi:10.1029/2001JB001391.

Masterlark, T., M. Haney, H. Dickinson, T. Fournier, and C. Searcy (2010). Rheologic and structural controls on the deformation of Okmok Volcano, Alaska: FEMs, InSAR, and ambient noise tomography, *J. Geophys. Res.*, 115, B02409, doi:10.1029/2009JB006324.

Matoza, R. S., B. A. Chouet, P. B. Dawson, P. M. Shearer, M. M. Haney, G. P. Waite, S. C. Moran, and T. D. Mikesell (2015). Source mechanism of small long-period events at Mount St. Helens in July 2005 using template matching, phase-weighted stacking, and full-waveform inversion, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 6351–6364, doi:10.1002/2015JB012279.

Matsubara, W., Yomogida, M. (2004). Source process of low-frequency earthquakes associated with the 2000 eruption of Mt. Usu. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 134, 223–240.

McNutt, S.R. (1992). Volcanic tremor. In: *Encyclopedia of Earth System Science*, vol. 4, 417 - 425.

McNutt S.R. (1996). Seismic monitoring and eruption forecasting of volcanoes: A review of the state-of-the-art and case histories. In: *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, pp. 99–146. New York: Springer-Verlag.

Melnick, D., B. Bookhagen, H. Echtler, and M. Strecker (2006). Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 118, 1463–1480, doi:10.1130/B25865.1.

Mordret A., Jolly A.D., Duputel Z., Fournier N. (2010). Monitoring of phreatic eruptions using Interferometry on Retrieved Cross-Correlation Function from Ambient Seismic Noise: Results from Mt. Ruapehu, New Zealand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 191, Issues 1–2, Pages 46-59, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.01.010>.

Mordret, A., Rivet D., Landès M., and Shapiro N. M. (2015). Three-dimensional shear velocity anisotropic model of Piton de la Fournaise Volcano (La Réunion Island) from ambient seismic noise, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 406–427, doi: 10.1002/2014JB011654.

Moreno and Naranjo (2003). Mapa de Peligros del Volcán Llaima (Esc. 1:75000). Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.

Moreno, H., Naranjo, J.A., Peña, P., Muñoz, J., Basualto, D., Delgado, C., Gallegos, C., Dungan, M., Bouvet de Maisonneuve, C. (2009). El Ciclo eruptivo 2007-2009 del volcán Llaima, Andes del sur. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago.

Moreno, M., D. Melnick, M. Rosenau, J. Baez, J. Klotz, O. Oncken, A. Tassara, J. Chen, K. Bataille, M. Bevis, A. Socquet, J. Bolte, C. Vigny, B. Brooks, I. Ryder, V. Grund, B. Smalley, D. Carrizo, M. Bartsch, H. Hase (2012). Toward understanding tectonic control on the Mw 8.8 2010 Maule Chile earthquake, *Earth and Planetary Science Letters*, Volumes 321–322, Pages 152-165, ISSN 0012-821X, <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.01.006>

Moreno, H. and Fuentelba, G. (1994). The May 17-19 1994 Llaima volcano eruption, southern Andes (38°42'S-71°44'W). *Rev. Geol. Chile*, vol. 21, No.1, 167-171.

Murase M, Fumiaki Kimata, Yoshiko Yamanaka, Shinichiro Horikawa, Kenjiro Matsuhira, Takeshi Matsushima, Hitoshi Mori, Takahiro Ohkura, Shin Yoshikawa, Rikio Miyajima, Hiroyuki Inoue, Taketoshi Mishima, Tadaomi Sonoda, Kazunari Uchida, Keigo Yamamoto and Harushisa Nakamichi (2016). Preparatory process preceding the 2014 eruption of Mount Ontake

volcano, Japan: insights from precise leveling measurements. *Earth Planets Space* 68:9. doi:10.1186/s40623-016-0386-4.

Namiki, A.; Rivalta, E.; Woith, H.; Willey, T; Parolai, S.; Walter, R. (2018). Volcanic activities triggered or inhibited by resonance of volcanic edifices to large earthquakes. *Geology*; 47 (1): 67–70. doi: <https://doi.org/10.1130/G45323.1>

Naranjo, J. A. and Moreno, H. (1991). Actividad explosiva postglacial en el volcán Llaima, Andes del Sur (38°45'). *Revista geológica de Chile*, 69-80.

Naranjo, J.A. and Moreno, H. (2005). Geología del volcán Llaima, Región de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 88, 33p., 1 mapa escala 1:50.000, Santiago, Chile.

Naranjo, J.A., Moreno, H., Peña, P., Muñoz, J., Basualto, D., Delgado., C., Gallegos, C., Dungan, M., Bouvet de Maisonneuve, C. (2009). Estilos eruptivos 2007-2008 del volcán Llaima, Andes del sur. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago.

Neuberg J, Luckett R, Ripepe M, and Braun T. (1994). Highlights from a seismic broadband array on Stromboli volcano. *Geophysical Research Letters* 21: 749–752.

Neuberg, J., B.J. Baptie, R. Luckett, and R.C. Stewart (1998). Results from the broadband seismic network on Montserrat, *Geophysical Research Letters* 25 No.18.

Neuberg, J. W., H. Tuffen, L. Collier, D. Green, T. Powell, and D. Dingwell (2006). The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 153, 37–50, doi:10.1016/j.jvolgeores.2005.08.008.

Newhall, C.G. and Self, S. (1982). The Volcanic Explosivity Index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research* 87: doi: 10.1029/JC087iC02p01231. issn: 0148-0227.

Neri, M., and Lanzafame, G. (2009). Structural features of the 2007 Stromboli eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 182, Issues 3–4, Pages 137-144, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.07.021>.

Nishimura, T., Iguchi, M., Hendrasto, M., Aoyama H., Yamada, T., Ripepe, M. and Genco, R. (2016). Magnitude–frequency distribution of volcanic explosion earthquakes. *Earth Planets Space* 68: 125. <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0505-2>

Nishimura, T., Iguchi, M., Hendrasto, M., Aoyama H., Yamada, T., Ripepe, M. and Genco, R. (2017). Correction to: Magnitude–frequency distribution of volcanic explosion earthquakes. *Earth Planets Space* 69: 143. <https://doi.org/10.1186/s40623-017-0728-x>

Okada, Y. (1985). Surface deformation to shear and tensile faults in a half space, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.

Okada, Y. (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. seism. Soc. Am.*, 82, 1018–1040.

Parfitt, E.A. and Wilson, L. (1995). Explosive volcanic eruptions-IX. The transition between hawaiian-style lava fountaining and strombolian explosive activity. *Geophysical Journal International* Volume 121, Issue 1, pages 226–232.

Parfitt, E.A. (2004). A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 134, Issues 1–2, Pages 77-107, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.01.002>.

Parsons, T., and Velasco A. A. (2009). On near-source earthquake triggering, *Journal of Geophysical Research*, v. 114, doi:10.1029/2008JB006277.

Park, I.; Jolly, A.; Kim Y.K.; Kennedy, B. (2019). Temporal variations of repeating low frequency volcanic earthquakes at Ngauruhoe Volcano, New Zealand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 373, Pages 108-119, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.01.024>.

Pesicek Jeremy D., Wellik John J., Prejean Stephanie G., Ogburn Sarah E. (2018). Prevalence of Seismic Rate Anomalies Preceding Volcanic Eruptions in Alaska. *Frontiers in Earth Science*, Vol.6, doi=10.3389/feart.2018.00100, ISSN=2296-6463.

Petit-Breuilh S., M.E. (2004). La Historia Eruptiva de los Volcanes Hispanoamericanos (Siglos XVI Al XX). In: Casa de los Volcanes 8, Huelva.

Pino, N. A., R. Moretti, P. Allard, and E. Boschi (2011). Seismic precursors of a basaltic paroxysmal explosion track deep gas accumulation and slug upraise, *J. Geophys. Res.*, 116, B02312, doi:10.1029/2009JB000826.

Pollitz, F.F., Brooks, B., Tong, X., Bevis, M.G., Foster, J.H., Bürgmann Jr., R.S., Vigny, C., Socquet, A., Ruegg, J.-C., Campos, J., Barrientos, S., Parra, H., Soto, J.C.B., Cimbaro, S., Blanco, M. (2011). Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake. *Geophys. Res. Lett.* 38, 5 pp.

Power, J.A., Lahr, J.C., Page, R.A., Chouet, B.A., Stephens, C.D., Harlow, D.H., Murray, T.L. and Davies, J.N. (1994). Seismic evolution of the 1989–1990 eruption sequence of Redoubt Volcano, Alaska T.P. Miller, B.A. Chouet (Eds.), *The 1989–1990 eruptions of Redoubt Volcano, Alaska*, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 62 (1), pp. 69-94.

Privitera, E., T. Sgroi, and S. Gresta (2003). Statistical analysis of intermittent volcanic tremor associated with the September 1989 summit explosive eruptions at Mount Etna, Sicily. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 120, 235-247.

Remy, D., Chen, Y., Froger, J.L., Bonvalot, S., Cordoba, L., Fustos, J. (2015). Revised interpretation of recent InSAR signals observed at Llaima volcano (Chile). *Geophys. Res. Lett.* 42 (10):3870–3879. <http://dx.doi.org/10.1002/2015gl063872>.

Richardson, J.P. and G.P. Waite (2013). Waveform inversion of shallow repetitive long period events at Villarrica Volcano, Chile, *J. Geophys. Res.*, 118, 4922-4936, doi:10.1002/jgrb.50354.

Rodríguez, F. (2015). Geología estructural en torno al volcán Llaima. Tesis geología, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción.

Rosenau, M. (2004). Tectonics of the southern Andean intra-arc zone (38°–42°S), PhD thesis, Free University, Berlin, Germany, 159 pp.

Rosenau, M., Melnick, D. & Echtler, H. (2006). Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the Southern Andes between 38°S and 42°S latitude, *Tectonics*, 25, TC4013, doi:10.1029/2005TC001943.

Ruth, D.C.S., Calder, E.S. (2014). Plate tephra: preserved bubble walls from large slug bursts during violent strombolian eruptions. *Geology* 42 (1):11–14. <http://dx.doi.org/10.1130/g34859.1>.

Ruth, D.C.S., Cottrell, E., Cortés, J.A., Kelley, K.A., Calder, E.S. (2016). From passive degassing to violent strombolian eruption: the case of the 2008 eruption of Llaima Volcano, Chile. *J. Petrol.* 57 (9):1833–1864. <http://dx.doi.org/10.1093/petrology/egw063>.

Ruth, C.S., Fidel Costa, Caroline Bouvet de Maisonneuve, Luis Franco, Joaquín A. Cortés and Eliza S. Calder (2018). Crystal and melt inclusion timescales reveal the evolution of magma migration before eruption. *Nature Communications*, vol. 9. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05086-8>.

Saccorotti, G., I. Lokmer, C.J. Bean, G. Di Grazia, G., and D. Patanè (2007). Analysis of sustained long-period activity at Etna Volcano, Italy. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 160, 340-354.

Sanchez J.J. and McNutt S.R. (2004). Intermediate term declines in seismicity at Mt. Wrangell and Mt. Veniaminof volcanoes, Alaska, following the November 3, 2002, Mw 7.9 Denali fault earthquake. *Bull. Seis. Soc. Am.* 94(6).

Schick R. (1988). Volcanic tremor-source mechanism and correlation with eruptive activity. *Natural Hazard* 1:125–144.

Schindlbeck, J.C., Freundt, A., Kutterolf, S. (2014). Major changes in the post-glacial evolution of magmatic compositions and pre-eruptive conditions of Llaima Volcano, Andean Southern Volcanic Zone, Chile. *Bulletin of Volcanology* 76 (6), 1-22.

Seidl, D., Schick, R., Riuscetti, M. (1981). Volcanic tremors at Etna: a model for hydraulic origin. *Bull. Volcanol.* 44, 43–56.

Schonwalder-Angel, D., Cortés, J. A., Calder, E. S. (2018). The interplay of magmatism and tectonics: An example based on the satellite scoria cones at Llaima volcano, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 367, 31-45.

Snoke, J. A., J. W. Munsey, A. C. Teague, and G. A. Bollinger (1984). A program for focal mechanism determination by combined use of polarity and SV-P amplitude ratio data, *Earthq. Notes* 55, no. 3, 15.

Stein, R.S. (1999). The role of stress transfer in earthquake occurrence, *Nature*, 402. 605-609.

Stern C. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, Vol. 31, No. 2, p. 161-206.



Taddeucci, J.; Edmonds, M.; Houghton, B.; James, M. and Vergnolle, S. (2015). Hawaiian and strombolian Eruptions, In: “The Encyclopedia of Volcanoes” (second edition), H. Sigurdsson et al. (eds.), Chapter 27, 485-503.

Tassara A. Swain C. Hackney R. Kirby J. (2007). Elastic thickness structure of South America estimated using wavelets and satellite-derived gravity data, *Earth planet. Sci. Lett.* , 253, 17–36.

Tibaldi, A. (2015). Structure of volcano plumbing systems: A review of multi-parametric effects, *J. Volc. Geotherm. Res.*, Volume 298, Pages 85-135, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.023>.

Toda S, R. S. Stein, K. Richards-Dinger, and B. Serkan (2005). Forecasting the evolution of seismicity in southern California: Animations built on earthquake stress transfer. *Journal of Geophysical Research* 110(B5): B05S16.

Vergnolle, S., and C. Jaupart (1990). Dynamics of degassing at Kilauea Volcano, Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 95(B3), 2793–2809, doi:10.1029/JB095iB03p02793.

Vezzoli, L., Corazzato, C. (2016). Volcaniclastic dykes tell on fracturing, explosive eruption and lateral collapse at Stromboli volcano (Italy), *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 318, Pages 55-72, ISSN 0377-0273, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.009>.

Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J.P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S., Kendrick, E. (2011). The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of Central Chile, monitored by GPS. *Science* 332, 1417–1421.

Völker D., Kutterolf S., Wehrmann H. (2011). Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33°S and 46°S. *J Volcanol Geotherm Res* 205:114–129.

Walter, T.R., Amelung, F. (2007). Volcanic eruptions following $M \geq 9$ megathrust earthquakes: implications for the Sumatra–Andaman volcanoes. *Geology* 35, 539–542.

Walter, T.R., Wang, R., Acocella, V., Neri, M., Grosser, H. and Zschau, J. (2009). Simultaneous magma and gas eruptions at three volcanoes in southern Italy: an earthquake trigger? *Geology*, 37(3), 251–254.

Watt S.F.L., Pyle D.M., Mather T.A. (2009). The influence of great earthquakes on volcanic eruption rate along the Chilean subduction zone, *Earth planet. Sci. Lett.* , vol. 277 (pg. 399-407).

Waythomas, C.F., Prejean, S.G., McNutt, S.R. (2008). Alaska's Pavlof Volcano ends 11-year repose. *Eos. Trans. AGU* 89, 209–211. <http://dx.doi.org/10.1029/2008EO230002>.

Wessel, P. and W. H. F. Smith (1991). Free software helps map and display data, *EOS Trans. AGU*, 72, 441.