



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTUDIO DE LAS CONDICIONES PREERUPTIVAS DE LA
ERUPCIÓN PUCÓN (~3700 AÑOS AP), VOLCÁN VILLARRICA,
ANDES DEL SUR**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JUAN CARLOS ROJAS GODOY

PROFESOR GUÍA
ÁNGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
EDUARDO MORGADO BRAVO
PATRICIA LARREA MÁRQUEZ

SANTIAGO DE CHILE
2021

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE:** Geólogo
POR: Juan Carlos Rojas Godoy
FECHA: 28/06/2021
PROFESOR GUÍA: Ángelo Castruccio Álvarez

ESTUDIO DE LAS CONDICIONES PREERUPTIVAS DE LA ERUPCIÓN PUCÓN (~3700 AÑOS AP), VOLCÁN VILLARRICA, ANDES DEL SUR

El volcán Villarrica ($39^{\circ}25'S$ - $71^{\circ}55'W$) es un volcán que tiene su origen en el Pleistoceno Medio y que corresponde a uno de los centros eruptivos más activos de la Zona Volcánica Sur de los Andes. Sus productos son, mayoritariamente, de composición basáltica a andesítica basáltica, presentando principalmente estilos eruptivos de tipo hawaiianos a estrombolianos intensos en tiempos históricos. Sin embargo, este volcán posee diversos episodios muy explosivos en su registro geológico. Entre ellos, destaca la erupción Pucón (~3,7 ka AP), la cual alcanzó un estilo eruptivo de tipo pliniano que formó una columna inicial de entre 25 y 40 km de altura, y que posteriormente dejaría un depósito de ignimbrita, con un volumen asociado de $\sim 2,7 \text{ km}^3$ (ERD).

En este trabajo se analizan los valores de los parámetros críticos del sistema magmático que permitieron la ocurrencia de una erupción altamente explosiva y voluminosa en el volcán Villarrica, mediante la realización de un análisis de sensibilidad y de las condiciones preeruptivas, a partir del uso de un modelo computacional de ascenso de magma en el conducto, desde el reservorio hasta la superficie, en el software Matlab. El análisis de sensibilidad fue elaborado a partir de los 5 parámetros preeruptivos principales del sistema magmático que originó a la erupción Pucón, calculando su incidencia en la tasa eruptiva generada en este evento. Estos parámetros corresponden al radio del conducto volcánico, contenido inicial de H_2O disuelta, temperatura del magma, contenido inicial de cristales, y la profundidad del techo de la cámara magmática. Se obtuvo que el radio del conducto volcánico es el parámetro más influyente en la tasa eruptiva asociada a esta erupción, con un 67% de influencia en el modelo de ascenso, seguido de la temperatura del magma (16%), contenido de H_2O inicial disuelta (7%), profundidad del techo de la cámara magmática (6%) y el contenido inicial de cristales (4%).

Los resultados de este trabajo indican que las condiciones preeruptivas más probables para el magma que originó a la erupción Pucón corresponden a una sobrepresión de la cámara magmática entre 0 y 10 MPa, profundidad del techo de la cámara entre 3 y 5 km, contenido de cristales cercano al empaquetamiento máximo (~56 vol.%), temperatura del magma entre 1080 y 1140°C, contenido de H_2O inicial disuelta entre 3,3 y 4,6 wt%, y un radio del conducto volcánico entre 22 y 28 m. A partir del análisis crítico y comparación de las condiciones preeruptivas encontradas para la erupción Pucón, con otras erupciones plinianas basálticas notables del mundo, y otras erupciones históricas y recientes del volcán Villarrica, se obtuvo que la intensidad de la erupción, relacionada a la tasa eruptiva, no es tan sensible a la variación del contenido de cristales y el contenido de H_2O . Sin embargo, estos parámetros habrían sido un factor clave en controlar la transición de un régimen efusivo a uno explosivo en el volcán Villarrica. De la misma forma, se obtuvo que este tipo de erupciones altamente explosivas, como la de la erupción Pucón, puede darse con condiciones preeruptivas que son cercanas a las actuales del sistema magmático, siendo el radio del conducto volcánico el parámetro que más se aleja de estas condiciones.

“Deberías disfrutar de los pequeños desvíos, disfrútalos mucho, porque solo de ese modo encontrarás aquello que es más importante que lo que querías”

Agradecimientos

En primer lugar quiero agradecer a mi familia. A mis hermanas Nattaly y Carolina, quienes son un gran ejemplo de trabajo duro y perseverancia para conseguir objetivos en la vida, y en especial agradecer a mis padres, Loreto y Juan Carlos, por su constante e incondicional amor y apoyo durante todas las fases y etapas de mi vida y durante mi estadía en la universidad. Ha sido un muy largo camino y bastante duro en ciertos momentos, pero pude contar con ellos desde siempre, y sin sus enseñanzas y valores no sería quien soy hoy en día, los admiro y los amo.

Le agradezco al profesor Ángelo Castruccio, por recibirme de muy buena manera como su estudiante memorista cuando la profesora Claudia tuvo que salir del departamento. Su ayuda, guía y enseñanzas en momentos clave fueron fundamentales para la correcta realización de esta memoria.

A Eduardo Morgado, quien fue un gran y constante apoyo durante la realización de este trabajo, tanto en la investigación como en los momentos de distensión. Sin sus correcciones, consejos, buena disposición e inspiración a buscar más allá, no podría haber avanzado en esta memoria.

A la profesora Patricia Larrea, quien siempre tuvo buena disposición a realizar correcciones y a estar presente en los procesos de la titulación, gracias a ella pude avanzar de forma correcta y ordenada este trabajo.

A los amigos que formé en mi paso por la universidad y que fueron un constante apañe tanto en lo académico como en carretes y viajes, en especial a los cucarachos de Bachi: Pablo, Richi, Javier, Jose, Gaby, Aiyon, Bruno, Paula, Tomi, los gemelos Joaco y Nacho y la Ratita, con quienes he formado un grupo muy especial y comparto muchísimas experiencias y anécdotas, son grandes!

A los cabros y cabras de geo: Maxi, Vicho, Andrés, Chris, Javi, Mari, Angela, Juanma, Titi, y muchos más, con quienes compartimos muchos momentos de vinos, chelas y risas en el patio de los naranjos y en los terrenos. También a los cabros de baby futbol, con quienes nos pegamos muy buenas pichangas y torneos, y en especial a los cabros de Ammonaited siempre United! Que se tuvo que retirar sin glorias debido a la pandemia, pero que renacerá de las cenizas.

A Camila Morral, mi amiga y compañera que ha sido un pilar fundamental durante mis últimos años de universidad, y con quien he compartido miles de experiencias, y con quien compartiré mil más. Te amo y muchísimas gracias por tu tremendo cariño y apoyo en momentos difíciles.

Gracias a todas y todos!

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1 Formulación del estudio propuesto	1
1.2 Objetivos	2
1.2.1 Objetivo general	2
1.2.2 Objetivos específicos	3
1.3 Hipótesis de trabajo	3
1.4 Metodología	4
2. Marco teórico	6
2.1 Factores más influyentes: rol de los volátiles y la viscosidad	6
2.2 Transición entre erupciones efusivas y explosivas	8
2.3 Modelización numérica	9
2.4 Análisis de sensibilidad	13
2.5 Columna eruptiva	14
3. Marco geológico	16
3.1 Contexto tectonomagmático	16
3.2 Rocas estratificadas	18
3.3 Rocas plutónicas	19
3.4 Centros eruptivos asociados	19
3.5 Geología del volcán Villarrica	20
3.5.1 Unidad 1 (Plv1; Pleistoceno Medio – Pleistoceno Superior)	20
3.5.2 Unidad 2 (PIHv2; Pleistoceno Superior – Holoceno)	21
3.5.3 Ignimbrita Pucón (Holoceno tardío)	21
3.5.4 Unidad 3 (Hv3; Holoceno)	27
3.5.5 Centros volcánicos adventicios (HIn, Hch; Holoceno tardío)	28
4. Antecedentes sobre las condiciones preeruptivas de la erupción Pucón y valores referenciales escogidos para las modelizaciones	29
4.1 Composición química	29
4.2 Temperatura del magma	32
4.3 Contenido inicial de H₂O disuelta	33
4.4 Contenido inicial de cristales	35
4.5 Presión	36
4.6 Radio del conducto volcánico	37
5. Resultados	40
5.1 Análisis de sensibilidad	40

5.1.1 Variación de parámetros preeruptivos	42
5.1.2 Variación normalizada de parámetros preeruptivos.....	47
5.1.3 Resultados cuantitativos de sensibilidad	52
5.2 Condiciones preeruptivas de la erupción Pucón	57
6. Discusión.....	62
6.1 Análisis de sensibilidad	62
6.2 Condiciones preeruptivas de la erupción Pucón	66
6.3 Comparación entre la erupción Pucón y otras erupciones del volcán Villarrica y del mundo	76
6.3.1 Erupciones plinianas basálticas de los volcanes Etna (122 a.C.), Masaya (~2,1 ka AP) y Tarawera (1886 d.C.)	76
6.3.2 Erupciones históricas (1921, 1948 y 1971) y erupción del año 2015 del volcán Villarrica	81
7. Conclusiones	86
8. Bibliografía	88
A. Anexo A. Análisis químico de roca total para muestras asociadas a la Ignimbrita Pucón, volcán Villarrica (Lohmar, 2008).....	97
B. Anexo B. Resultados numéricos del análisis de sensibilidad.....	103
C. Anexo C. Resultados de variación normalizada del análisis de sensibilidad	132
D. Anexo D. Resultados numéricos de las condiciones preeruptivas de la erupción Pucón.....	157

Índice de figuras

Figura 2.1. Curvas de solubilidad de H ₂ O para basalto y riolita, en función de la presión y correspondiente profundidad. Extraído de Parfitt & Wilson (2010).....	6
Figura 2.2. Regímenes reológicos en función del contenido de cristales del magma. Obtenido de Lejeune & Richet (1995).	8
Figura 2.3. Ilustración que muestra el cambio en el estilo de flujo dentro del conducto volcánico para el modelo utilizado en esta memoria. El flujo es burbujeante cuando $\phi < \phi_{bp}$, permeable cuando $\phi_{bp} < \phi < \phi_{crit}$ y piroclástico cuando $\phi > \phi_{crit}$. ϕ_{bp} y ϕ_{crit} equivalen a 0,6 y 0,8, respectivamente. Extraído de Kozono & Koyaguchi (2009).	11
Figura 3.1. Modelo sombreado de elevación digital (SRTM) y Etopo 2 (batimetría) que muestra el marco tectónico regional de Zona Volcánica Sur (SVZ), donde está ubicado el volcán Villarrica.	16
Figura 3.2. Mapa geológico simplificado del volcán Villarrica. Extraído y modificado de Silva (2008), a partir del trabajo de Moreno & Clavero (2004).	17
Figura 3.3. Distribucion generalizada del depósito de caída inicial de la erupcion Pucón. Puntos negros corresponde a puntos de muestreo registrados. Líneas rojas denotan el contorno de las 2 calderas asociadas al volcán Villarrica.	22
Figura 3.4. Distribución generalizada del miembro inicial P1 de la erupción Pucón (en marrón rojizo). Puntos negros corresponde a puntos de muestreo registrados. Los puntos D1 a D9 corresponden a cursos de drenaje. Líneas rojas denotan el contorno de las 2 calderas asociadas al volcán Villarrica. Extraído y modificado de Silva (2008).	23
Figura 3.5. Distribución generalizada del miembro P2 de la erupción Pucón (en amarillo), además se muestra una columna generalizada de los miembros principales de la erupción.	24
Figura 3.6. Mapa de isópacas de la capa basal del depósito de caída inicial de tefra, de la erupción Pucón. Obtenido de Moreno & Toloza (2015).	26
Figura 3.7. Mapa de isópacas de la capa superior del depósito de caída inicial de tefra, de la erupción Pucón. Obtenido de Moreno & Toloza (2015).	26
Figura 4.1. Diagrama Total Álcalis-Sílice correspondiente a las 3 fases asociadas a la erupción Pucón. La fase syneruptiva se ha dividido en las 2 unidades principales (P1 y P2). En rojo se observa la muestra VR73P, correspondiente a la muestra elegida para las modelizaciones.	30
Figura 4.2. Imágenes de electrones retrodispersados de material juvenil de la ignimbrita Pucón. A) Cristales euhedrales, límpidos y relativamente pequeños de plagioclasa, asociados con olivino en P1. B) Fenocristal de olivino con bordes parcialmente embahados (P2). Obtenido de Lohmar (2008).	34
Figura 4.3 Isolíneas de radio crítico para estabilidad de las paredes del conducto volcánico, en función del contenido de H ₂ O y la presión en la entrada del conducto, para magmas de composición a) fonolítica, b) traquítica, c) dacítica y d) riolítica. Obtenido de Aravena et al. (2018).	38
Figura 5.1. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función del contenido de H ₂ O inicial disuelta, para los casos de variación de a) contenido inicial de cristales, b) temperatura del magma, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) el radio del conducto volcánico.	42
Figura 5.2. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función de la temperatura del magma, para los casos de variación de a) contenido inicial de cristales,	

b) contenido inicial de H ₂ O disuelta, c) el radio del conducto volcánico, y d) profundidad del techo de la cámara magmática.....	43
Figura 5.3. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función del radio del conducto volcánico, para los casos de variación de a) contenido inicial de cristales, b) contenido inicial de H ₂ O disuelta, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) temperatura del magma.....	44
Figura 5.4. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función del contenido inicial de cristales, para los casos de variación de a) contenido inicial de H ₂ O disuelta, b) el radio del conducto volcánico, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) temperatura del magma.....	45
Figura 5.5. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función de la profundidad del techo de la cámara magmática, para los casos de variación de a) contenido inicial de cristales, b) contenido inicial de H ₂ O disuelta, c) el radio del conducto volcánico, y d) temperatura del magma.....	46
Figura 5.6. Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de H ₂ O=3 wt%), para el contenido de agua inicial disuelta, para a) contenido inicial de cristales, b) temperatura del magma, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) radio del conducto volcánico.....	48
Figura 5.7. Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de T= 1000 °C), para la temperatura del magma, para a) contenido inicial de cristales, b) contenido de agua inicial disuelta, c) radio del conducto volcánico, y d) profundidad del techo de la cámara magmática.....	49
Figura 5.8 Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de r= 5 m), para el radio del conducto volcánico, para a) contenido inicial de cristales, b) contenido de agua inicial disuelta, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) temperatura del magma.....	50
Figura 5.9. Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de Xi= 10 vol.%), para el contenido inicial de cristales, para a) contenido de agua inicial disuelta, b) radio del conducto volcánico, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) temperatura del magma.....	51
Figura 5.10. Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de H= 7000 m), para la profundidad del techo de la cámara magmática, para a) contenido inicial de cristales, b) contenido de agua inicial disuelta, c) radio del conducto volcánico, y d) temperatura del magma.....	52
Figura 5.11. Gráficos ejemplo de modelización con resultados de fragmentación de magma.....	59
Figura 6.1 Análisis de sensibilidad final para los parámetros preeruptivos de contenido de cristales inicial, temperatura del magma, profundidad del techo de la cámara magmática, contenido inicial de agua disuelta y radio del conducto volcánico, mediante el análisis del caso de promedios.....	62
Figura 6.2 Análisis de sensibilidad final para los parámetros preeruptivos de contenido de cristales inicial, temperatura del magma, profundidad del techo de la cámara magmática, contenido inicial de agua disuelta y radio del conducto volcánico, mediante el análisis del caso de la amplitud.....	63
Figura 6.3. Análisis de sensibilidad global mediante índice de Sobol de 6 parámetros de entrada sobre el parámetro de salida de la tasa eruptiva.....	64
Figura 6.4. Diagrama de fase experimental para una andesita basáltica de la erupción pliniana del volcán Masaya denominada Lapilli Fontana (Pleistoceno Tardío). Obtenido y modificado de Goepfert & Gardner (2010).	66

Figura 6.5. Ejemplo del comportamiento estándar de la presión, la fracción de volumen de gas y la viscosidad del magma en ascenso desde la superficie de exsolución hasta la superficie, mostrando el proceso de fragmentación..	67
Figura 6.6. Histogramas de distribución de valores de contenido cristalino del magma, con respecto al radio del conducto volcánico, para valores de sobrepresión de la cámara magmática de a) 30 MPa, b) 20 MPa, c) 10 MPa y d) 0.	69
Figura 6.7. Histogramas de distribución de valores de profundidad del techo de la cámara magmática, con respecto al radio del conducto volcánico, para valores de sobrepresión de la cámara magmática de a) 30 MPa, b) 20 MPa, c) 10 MPa y d) 0.	70
Figura 6.8. Histogramas de distribución de valores de contenido inicial de agua disuelta, con respecto al radio del conducto volcánico, para valores de sobrepresión de la cámara magmática de a) 30 MPa, b) 20 MPa, c) 10 MPa y d) 0.	71
Figura 6.9. Histogramas de distribución de valores de temperatura del magma, con respecto al radio del conducto volcánico, para valores de sobrepresión de la cámara magmática de a) 30 MPa, b) 20 MPa, c) 10 MPa y d) 0.	72
Figura 6.10. Campos de estabilidad de comportamiento efusivo vs explosivo para la erupción Pucón para diferentes valores de temperatura del magma, con respecto al radio del conducto volcánico y el contenido inicial de agua disuelta. Condiciones preeruptivas: Sobrepresión de la cámara= 0, profundidad del techo de la cámara magmática (H)= 3000 m y fracción de contenido inicial de cristales (Xi)= 0,56. Las isóneas de temperatura separan los campos de estabilidad de régimen efusivo y explosivo a partir de valores de tasa eruptiva superiores a $8,96 \times 10^7$ kg/s.	73
Figura 6.11. Campos de estabilidad de comportamiento efusivo vs explosivo para la erupción Pucón para diferentes valores de temperatura del magma, con respecto al radio del conducto volcánico y el contenido inicial de agua disuelta. Condiciones preeruptivas: Sobrepresión de la cámara= 10 MPa, profundidad del techo de la cámara magmática (H)= 4000 m y fracción de contenido inicial de cristales (Xi)= 0,56. Las isóneas de temperatura separan los campos de estabilidad de regímenes efusivo y explosivo a partir de valores de tasa eruptiva superiores a $8,96 \times 10^7$ kg/s.	74
Figura 6.12. Índice de estabilidad con respecto a la tasa eruptiva para magmas de composición a) fonolítica, b) traquítica, c) dacítica y d) riolítica. Los resultados corresponden a modelizaciones con presión al inicio del conducto volcánico entre 115 y 135 MPa para las 4 composiciones y contenido de agua de 4 a 6 (wt%) para (a) y (b) y de 4,5 a 6,5 (wt%) para (c) y (d). Obtenido de Aravena et al. (2018).	75

Índice de tablas

Tabla 4.1 Resumen de composición de elementos mayoritarios de la muestra representativa de la unidad inferior P1 de la erupción Pucón ‘VR73P’. PPC = Perdida Por Calcinación.	31
Tabla 4.2. Temperaturas obtenidas para los depósitos pre, syn y postignimbrita Pucón. Obtenido de Lohmar (2008).	32
Tabla 4.3. Contenidos de agua en los depósitos pre, syn y postignimbrita Pucón. PI-RT (plagioclasa-roca total) se refiere a cálculos realizados entre los centros de los fenocristales de plagioclasa y la roca total.	33
Tabla 4.4 Principales características petrográficas de los depósitos pre, syn y postignimbrita Pucón (IP).....	35
Tabla 4.5 Resumen de los valores de parámetros preeruptivos utilizado a partir de los trabajos de Lohmar (2008) (*) y Aravena et al. (2017, 2018) (**), así como los rangos de valores utilizados para las modelizaciones.....	39
Tabla 5.1 Resumen de los parámetros preeruptivos utilizados para el caso base y el conjunto de valores utilizados al dejar fijo el parámetro en estudio.	41
Tabla 5.2 Sensibilidad del modelo a los parámetros radio, temperatura, contenido de cristales y profundidad del techo de la cámara, al variar el contenido de agua inicial disuelta. Los valores están normalizados a 100%.	53
Tabla 5.3 Sensibilidad del modelo a los parámetros radio, contenido de cristales, contenido de agua inicial y profundidad del techo de la cámara, al variar la temperatura del magma. Los valores están normalizados a 100%.	53
Tabla 5.4 Sensibilidad del modelo a los parámetros temperatura, contenido inicial de agua, contenido de cristales y profundidad del techo de la cámara, al variar el radio del conducto volcánico. Los valores están normalizados a 100%.	54
Tabla 5.5 Sensibilidad del modelo a los parámetros radio, temperatura, profundidad del techo de la cámara y contenido inicial de agua, al variar el contenido inicial de cristales. Los valores están normalizados a 100%.	54
Tabla 5.6 Sensibilidad del modelo a los parámetros radio, temperatura, contenido de cristales y contenido de agua inicial, al variar la profundidad del techo de la cámara. Los valores están normalizados a 100%.	55
Tabla 5.7 Resumen para el análisis de promedio de las sensibilidades finales de cada parámetro (fila superior) con respecto a las modelizaciones variando cada parámetro (columna izquierda), además del promedio y promedio normalizado a 100% de estos valores.	56
Tabla 5.8 Resumen para el análisis de amplitud de las sensibilidades finales de cada parámetro (fila superior) con respecto a las modelizaciones variando cada parámetro (columna izquierda) y el promedio y promedio normalizado a 100% de la sensibilidad de cada parámetro.	57
Tabla 5.9 Resultados de tasa eruptiva estándar que permite la generación de la columna eruptiva reportada por Moreno & Toloza (2015), a partir de las metodologías de Wilson & Walker (1987), Bursik et al. (1992) y Carey & Bursik (2000). Q= flujo de volumen, TE= tasa eruptiva.	58
Tabla 5.10. Rango de parámetros preeruptivos que permiten una tasa eruptiva superior a $8,96 \times 10^7$ kg/s, con una sobrepresión de la cámara magmática correspondiente a un valor de 0.	60

Tabla 5.11. Rango de parámetros preeruptivos que permiten una tasa eruptiva superior a $8,96 \times 10^7$, con una sobrepresión de la cámara magmática correspondiente a un valor de 10 MPa.	60
Tabla 5.12. Rango de parámetros preeruptivos que permiten una tasa eruptiva superior a $8,96 \times 10^7$ kg/s, con una sobrepresión de la cámara magmática correspondiente a un valor de 20 MPa.	61
Tabla 5.13. Rango de parámetros preeruptivos que permiten una tasa eruptiva superior a $8,96 \times 10^7$ kg/s, con una sobrepresión de la cámara magmática correspondiente a un valor de 30 MPa.	61
Tabla 6.1. Resumen de resultados numéricos del análisis de sensibilidad de parámetros para el caso del promedio, tomado a partir de las Tabla 5.7 y Tabla 5.8.	63
Tabla 6.2. Resumen de resultados numéricos del análisis de sensibilidad de parámetros para el caso de la amplitud, tomado a partir de las Tabla 5.7 y Tabla 5.8.	63
Tabla 6.3. Tabla resumen de los casos base y los rangos de simulación utilizados para el análisis de sensibilidad por La Spina et al. (2019) y este trabajo.	65
Tabla 6.4. Resumen de la comparación entre la erupción Pucón con las erupciones de los volcanes Etna (122 a.C.), Tarawera (1886 d.C.) y Masaya Triple Layer (2,1 ka AP), mostrando las características más destacables de cada erupción, así como los parámetros preeruptivos encontrados por los autores.	79
Tabla 6.5. Tabla comparativa de las características principales de las erupciones de 1921, 1948, 1971 y 2015, con la erupción Pucón, junto con el contenido cristalino presentes en las lavas de los eventos históricos y el material piroclástico de 2015. Recopilado a partir del trabajo de Clavero (2015), Bertin et al. (2015), Romero et al. (2016) y Pizarro et al. (2019).	83
Tabla A.1 Análisis de roca total (wt%) para muestras preignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).	98
Tabla A.2 Análisis de roca total (wt%) para muestras ignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).	98
Tabla A.3 Análisis de roca total (wt%) para muestras postignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).	101
Tabla B.1 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: Profundidad del techo de la cámara magmática (H).	104
Tabla B.2 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: Radio del conducto volcánico (r).....	105
Tabla B.3 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: Temperatura (T).....	106
Tabla B.4 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: Contenido de agua inicial disuelta (H_2O)..	107
Tabla B.5 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi)	108
Tabla B.6 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H).....	111
Tabla B.7 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: Temperatura del magma (T).	112
Tabla B.8 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido inicial de agua disuelta (H_2O)...	113

Tabla B.9 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi)	114
Tabla B.10 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: Profundidad del techo de la cámara magmática (H).	117
Tabla B.11 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: Radio del conducto volcánico (r)	118
Tabla B.12 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: Contenido de agua inicial disuelta (H ₂ O).....	119
Tabla B.13 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H ₂ O). Parámetro fijo: Contenido de cristales (Xi).....	120
Tabla B.14 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H ₂ O). Parámetro fijo: Profundidad del techo de la cámara magmática (H).....	123
Tabla B.15 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H ₂ O). Parámetro fijo: Radio del conducto volcánico (r).....	124
Tabla B.16 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H ₂ O). Parámetro fijo: Temperatura del magma (T).....	125
Tabla B.17 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Contenido de cristales (Xi).....	126
Tabla B.18 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Radio del conducto volcánico (r).....	129
Tabla B.19 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Temperatura del magma (T).....	130
Tabla B.20 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Contenido de agua inicial disuelta (H ₂ O).....	131
Tabla C.1 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de cristales de un 10 vol.%, para los resultados obtenidos en la tabla B.1. Parámetro a estudiar: contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H).....	133
Tabla C.2 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de cristales de un 10 vol.%, para los resultados obtenidos en la tabla B.2. Parámetro a estudiar: contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: radio del conducto volcánico (r).....	134
Tabla C.3 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de cristales de un 10 vol.%, para los resultados obtenidos en la tabla B.3. Parámetro a estudiar: contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: temperatura del magma (T).....	135
Tabla C.4 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de cristales de un 10 vol.%, para los resultados	

obtenidos en la tabla B4.. Parámetro a estudiar: contenido de cristales (X_i). Parámetro fijo: contenido de agua inicial (H_2O).	136
Tabla C.5 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por radio del conducto volcánico de 5 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.5. Parámetro a estudiar: radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido de cristales (X_i).	137
Tabla C.6 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por radio del conducto volcánico de 5 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.6. Parámetro a estudiar: radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H).	139
Tabla C.7 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por radio del conducto volcánico de 5 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.7. Parámetro a estudiar: radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: temperatura del magma (T).	140
Tabla C.8 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por radio del conducto volcánico de 5 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.8. Parámetro a estudiar: radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido de agua inicial (H_2O).	141
Tabla C.9 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por temperatura del magma de 1000 °C, para los resultados obtenidos en la tabla B.9. Parámetro a estudiar: temperatura del magma (T). Parámetro fijo: contenido de cristales (X_i).	142
Tabla C.10 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por temperatura del magma de 1000 °C, para los resultados obtenidos en la tabla B.10. Parámetro a estudiar: temperatura del magma (T). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H).	144
Tabla C.11 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por t temperatura del magma de 1000 °C, para los resultados obtenidos en la tabla B.11. Parámetro a estudiar: temperatura del magma (T). Parámetro fijo: radio del conducto volcánico (r).	145
Tabla C.12 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por temperatura del magma de 1000 °C, para los resultados obtenidos en la tabla B.12. Parámetro a estudiar: temperatura del magma (T). Parámetro fijo: contenido de agua inicial (H_2O).	146
Tabla C.13 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de agua de un 3 wt%, para los resultados obtenidos en la tabla B.13. Parámetro a estudiar: contenido de agua inicial (H_2O). Parámetro fijo: contenido de cristales (X_i).	147
Tabla C.14 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de agua de un 3 wt%, para los resultados obtenidos en la tabla B.14. Parámetro a estudiar: contenido de agua inicial (H_2O). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H).	149
Tabla C.15 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de agua de un 3 wt%, para los resultados obtenidos en la tabla B.15. Parámetro a estudiar: contenido de agua inicial (H_2O). Parámetro fijo: radio del conducto volcánico (r).	150
Tabla C.16 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de agua de un 3 wt%, para los resultados obtenidos	

en la tabla B.16. Parámetro a estudiar: contenido de agua inicial (H ₂ O). Parámetro fijo: temperatura del magma (T).....	151
Tabla C.17 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por profundidad del techo de la cámara de 7000 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.17. Parámetro a estudiar: profundidad del techo de la cámara (H). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi).....	152
Tabla C.18 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por profundidad del techo de la cámara de 7000 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.18. Parámetro a estudiar: profundidad del techo de la cámara (H). Parámetro fijo: radio del conducto volcánico (r).....	154
Tabla C.19 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por profundidad del techo de la cámara de 7000 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.19. Parámetro a estudiar: profundidad del techo de la cámara (H). Parámetro fijo: temperatura del magma (T).....	155
Tabla C.20 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por profundidad del techo de la cámara de 7000 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.20. Parámetro a estudiar: profundidad del techo de la cámara (H). Parámetro fijo: contenido de agua inicial (H ₂ O).....	156
Tabla D.1. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 0 MPa..	158
Tabla D.2. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 10 MPa..	163
Tabla D.3. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 20 MPa..	168
Tabla D.4. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 30 MPa..	171

1. Introducción

1.1 Formulación del estudio propuesto

El cambio en el comportamiento eruptivo en la historia de un volcán, pasando de tener comúnmente erupciones efusivas y pasivas a erupciones muy violentas de características explosivas, es un suceso que no es del todo comprendido. Esto es debido a que los procesos que se llevan a cabo en un sistema magmático durante el ascenso de magma y la posterior erupción, como por ejemplo, la exsolución de volátiles y crecimiento de burbujas, cristalización de fases minerales, cambios en el nivel de fragmentación y cambios en las propiedades físicas del magma, son variados, altamente interdependientes uno de otro y están poco constreñidos. En este sentido, no hay, necesariamente, una correlación lineal y temporal clara entre un proceso y la posterior ocurrencia de otro, además de la imposibilidad de tener un acceso directo a observar el conducto volcánico. Esto hace que la dinámica del ascenso magmático y la erupción sea bastante compleja de estudiar. Es debido a este desafío de entender cómo se combinan y relacionan dicho conjunto de procesos, y a la imposibilidad de hacer observaciones directas del conducto y el sistema magmático, que se han creado numerosos modelos computacionales de ascenso de magma, los cuales son capaces de juntar e integrar todos estos procesos al mismo tiempo a partir de datos obtenidos en terreno y el análisis de muestras de productos emitidos durante una erupción volcánica (La Spina et al., 2019).

Grandes y voluminosas erupciones explosivas, de tipo plinianas y subplinianas, ocurren, generalmente, para magmas diferenciados de composición dacítica a riolítica y con un alto contenido en volátiles. Por otro lado, para magmas menos diferenciados, como basálticos a andesítico-basálticos, las más comunes son las erupciones de tipo hawaianas y estrombolianas (La Spina et al., 2019). Sin embargo, existen registros de la ocurrencia de erupciones explosivas muy violentas de magmas poco diferenciados de composición basáltica a andesítica-basáltica. Ejemplos de este tipo de erupciones son las erupciones de 1886 d.C. del volcán Tarawera en Nueva Zelanda, el volcán Etna en 122 a.C. en Italia, la erupción del 1790 d.C del volcán Kilauea en Hawaii, la erupción prehistórica de la caldera Masaya en Nicaragua (Silva, 2008), y varios casos en Chile, como la erupción del volcán Llaima al formar la ignimbrita Curacautín hace aproximadamente 13.000 años AP, y las erupciones explosivas del volcán Villarrica al formar el depósito de caída y flujo piroclástico Chaimilla (Constantini et al., 2011; Pioli et al., 2015) y las ignimbritas Licán, hace aproximadamente 13.850 años AP y Pucón, hace cerca de 3700 años AP (Lohmar, 2008).

Debido a que este tipo de erupciones explosivas de magmas basálticos a andesítico-basálticos son escasas y poco comunes, los mecanismos que dominan su ocurrencia han sido poco estudiados y proponen un desafío considerable, especialmente si se toma en cuenta que, al ser poco frecuentes, la urbanización ha sido un fenómeno creciente en el tiempo en los alrededores de estos volcanes, generando un aumento del riesgo volcánico para dichas áreas.

El volcán Villarrica (39°25'S-71°55'W) es un volcán compuesto que tiene su origen en el Pleistoceno Medio (Moreno & Clavero, 2006), y que se ubica en el límite de las provincias de Cautín y Valdivia, en la IX Región de la Araucanía y la XIV Región de Los Ríos, respectivamente (SERNAGEOMIN, 2020). Este volcán se encuentra dentro de la Zona Volcánica Sur (ZVS), perteneciente al arco volcánico andino (Moreno & Clavero, 2006), el cual está caracterizado por un magmatismo de margen activo convergente, dado por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Se encuentra formando una cadena de 3 volcanes de orientación NW-SE junto a los volcanes Quetrupillán y Lanín, y en conjunto con más de 20 conos monogenéticos. Esta cadena se sitúa oblicuamente al arco volcánico cuaternario de orientación principal N10°E, y que está asociado a la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO; Moreno & Clavero, 2006). Además, es considerado como uno de los volcanes más activos de Sudamérica (Lara, 2004) y, específicamente, de Chile, donde se encuentra en el puesto número 1 de ranking de riesgo específico de volcanes activos (SERNAGEOMIN, 2019). El edificio volcánico posee una altura real de 2.450 m y su cima se encuentra a los 2.847 msnm, presentando un cráter activo de alrededor de 200 m de diámetro en el cual se haya un lago de lava constante y con actividad fumarólica continua (Moreno & Clavero, 2006).

Históricamente sus productos han sido, mayoritariamente, de composición basáltica a andesítica basáltica, con un registro eruptivo histórico de erupciones de baja intensidad, de tipo hawaiano y estromboliano principalmente, predominando lavas, material piroclástico y depósitos de lahar (Clavero & Moreno, 2004). Sin embargo, en los últimos 13.000-14.000 años AP (cerca al final del último periodo glacial), este volcán ha tenido 2 episodios muy singulares de erupciones muy explosivas de composición andesítica basáltica a andesítica, generando depósitos de carácter ignimbrítico, los cuales corresponden a la Ignimbrita Licán y la Ignimbrita Pucón (Clavero, 1996).

La Ignimbrita Pucón corresponde a un depósito que es producto de corrientes de densidad piroclástica de alta y baja densidad, en conjunto con depósitos de caída que fueron emitidos por una erupción explosiva del volcán Villarrica hace cerca de 3.700 años AP (Clavero, 1996). Esta erupción representa la fase más explosiva de este volcán en el Holoceno, que predominantemente posee erupciones efusivas en este período, estimando un volumen total del depósito de alrededor de 5 km³ (no-ERD; Equivalente de Roca Densa), cubriendo una superficie de más de 530 km² y generando una caldera de 2 km de diámetro al producir un colapso de la parte más alta del edificio volcánico que se reconstruyó posterior a la erupción Licán, desde los 13.800 años AP (Moreno & Clavero, 2006).

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo general

Analizar y discriminar los valores de parámetros críticos del sistema magmático que favorecen la ocurrencia de erupciones explosivas de gran magnitud en el volcán Villarrica.

1.2.2 Objetivos específicos

1. Determinar, mediante un análisis de sensibilidad, el grado de influencia de los distintos parámetros del sistema magmático en cuanto a las características de intensidad, magnitud y estilo eruptivo para erupciones de tipo efusivas y explosivas para magmas de composición andesítica basáltica.
2. Determinar los parámetros preeruptivos principales del magma y la cámara magmática del volcán Villarrica que dieron paso a la erupción explosiva que generó a la Ignimbrita Pucón.
3. Comparar las condiciones preeruptivas de la erupción Pucón con estudios previos sobre erupciones plinianas basálticas del mundo y otros episodios históricos del volcán Villarrica, para establecer los cambios críticos que posibilitan la ocurrencia de un evento explosivo en este volcán.

1.3 Hipótesis de trabajo

Las características principales de una erupción volcánica, tales como su intensidad, estilo eruptivo, volumen eruptado y superficie abarcada, guardan directa relación con factores propios del sistema magmático, como, por ejemplo, la presión asociada a la profundidad y tamaño de la cámara magmática y la geometría del conducto volcánico, así como también, propiedades físicas del magma, como su viscosidad, densidad, temperatura y, además, la presencia de volátiles. La combinación entre estos parámetros determina cuál será el comportamiento de un volcán durante una erupción, y, finalmente, las características de dicha erupción volcánica.

En términos generales, un volcán posee variaciones en su comportamiento que quedan evidenciadas en su registro geológico, con cambios en su estilo eruptivo entre periodos efusivos y explosivos. Sin embargo, el poco conocimiento de las causas de esta transición del comportamiento de un volcán representa una problemática en el ámbito de la volcanología hasta el día de hoy. Este es el caso del volcán Villarrica, que a pesar de registrar erupciones mayoritariamente efusivas o de baja explosividad, ha tenido episodios de erupciones explosivas muy violentas, como es el evento de la erupción que generó el depósito de la Ignimbrita Pucón. En este sentido, las erupciones explosivas son expresiones muy violentas de actividad volcánica dada, principalmente, por magmas muy diferenciados (composición dacítica a riolítica) y, por ende, más viscosos, a los cuales también se les asocia un alto contenido de volátiles (H_2O principalmente) y radios del conducto volcánico grandes.

Por otro lado, las erupciones de carácter efusivo o de baja explosividad, se dan, esencialmente, por magmas con baja viscosidad y con bajo contenido de H_2O (basálticos a andesítico basálticos), a los cuales se les asocian radios del conducto volcánicos pequeños. De esta forma, la geometría del conducto, y en especial el radio del conducto volcánico, la presencia de volátiles y el contenido de cristales iniciales, serían factores fundamentales a la hora de caracterizar la reología de un magma y por ende el proceso

de ascenso magmático. Esto debido a que una mayor cantidad de cristales, aumentará el empaquetamiento del magma, aumentando su viscosidad y denegando un escape efectivo de los volátiles exsueles, pudiendo provocar la fragmentación del magma. Así mismo, la cristalización de microlitos durante el ascenso sería otro proceso importante de analizar, ya que podría aumentar en gran medida la viscosidad del magma, provocando cambios abruptos en la dinámica del ascenso.

Estos tres parámetros (la geometría del conducto volcánico, la presencia de volátiles y el contenido de cristales iniciales) serían clave en el estudio del cambio de estilo eruptivo de efusivo a explosivo de un volcán. Finalmente, la combinación y relación de estos factores, junto con los otros parámetros y el resto del sistema magmático, permitirán entender cómo se facilita ese cambio en el estilo eruptivo del volcán, pasando de un régimen pasivo a provocar una erupción altamente explosiva que generó un depósito ignimbrítico.

1.4 Metodología

- Recopilación y revisión de bibliografía de estudios previos sobre el volcán Villarrica, tanto en geología del área como en procesos y características relacionadas al volcanismo de este centro eruptivo, tomando como caso de estudio al evento eruptivo que generó el depósito de la Ignimbrita Pucón.

1.4.1 Metodología asociada al objetivo específico 1 y 2

- Estimación y análisis de parámetros preeruptivos, como la mineralogía, el contenido de cristales inicial, el contenido de agua inicial disuelta, la temperatura del magma, el radio del conducto volcánico y la presión asociada a la profundidad del techo de la cámara magmática, a través de datos preexistentes.
- Desarrollo y modificación de códigos computacionales de ascenso de magma en el conducto volcánico para composiciones andesítica-basálticas, basado en ecuaciones de Slezin (2003) y Kozono & Koyaguchi (2009), mediante la utilización del software *Matlab R2017b*, en base a ecuaciones fundamentales de dinámica de fluidos asociado a un sistema magmático, para la obtención de la evolución de sus principales parámetros eruptivos (viscosidad, presión, velocidad de ascenso de magma, fracción de volumen de gas, fracción de masa de gas y tasa eruptiva).
- Modelizar múltiples escenarios con diferentes sets de rango de valores de parámetros preeruptivos, a partir de la modificación de códigos computacionales trabajados, mediante el uso de software *Matlab R2017b*, para cuantificar el grado de influencia de los diferentes parámetros de entrada, sobre el parámetro de salida de la tasa eruptiva.
- Estimar mediante modelos matemáticos realizados por Wilson & Walker (1987), Bursik et al. (1992) y Carey & Bursik (2000) la tasa eruptiva estándar asociada a la columna que la erupción Pucón generó, a partir del trabajo de Moreno & Toloza (2015), y asociarla a los resultados obtenidos mediante las modelizaciones de los diferentes escenarios.

1.4.2 Metodología asociada al objetivo específico 3

- Analizar y comparar las características principales de la erupción Pucón con las erupciones plinianas basálticas de los volcanes Etna (122 a.C.), Masaya (~2,1 ka AP) y Tarawera (1886 d.C.), con las erupciones históricas del volcán Villarrica de los años 1921, 1948 y 1971, y la erupción reciente de 2015, tanto en estilo eruptivo y depósitos asociados, como en las propiedades fisicoquímicas del sistema magmático y los parámetros preeruptivos relacionados a estos eventos.

2. Marco teórico

2.1 Factores más influyentes: rol de los volátiles y la viscosidad

Entre las propiedades más significativas e influyentes en el estilo eruptivo que presenta un volcán, están la viscosidad y la cantidad de volátiles en el magma y como éstos escapan de él acorde se produce el ascenso magmático (Cassidy et al., 2018; Sigurdsson et al., 2018), además de la geometría del conducto volcánico, incluyendo su radio y la longitud desde la cámara magmática hasta la superficie. Esto es debido a que estos parámetros controlan la velocidad con que el magma asciende, se descomprime y desgasifica, por lo que determinan, finalmente, el estilo eruptivo del volcán (Cassidy et al., 2018).

La solubilidad de volátiles presentes en el magma se da en función de la presión sobre él y su composición, como es posible ver en la Figura 2.1, donde las líneas corresponden a curvas de solubilidad para dos tipos de magmas de diferente composición. Estas curvas representan la cantidad máxima de agua que podría encontrarse disuelta en un magma a una presión dada (Parfitt y Wilson, 2009; Sigurdsson et al., 2018), y determinan el proceso de exsolución de volátiles, es decir, el momento en que comienza a separarse una fase gaseosa desde el magma en forma de burbujas.

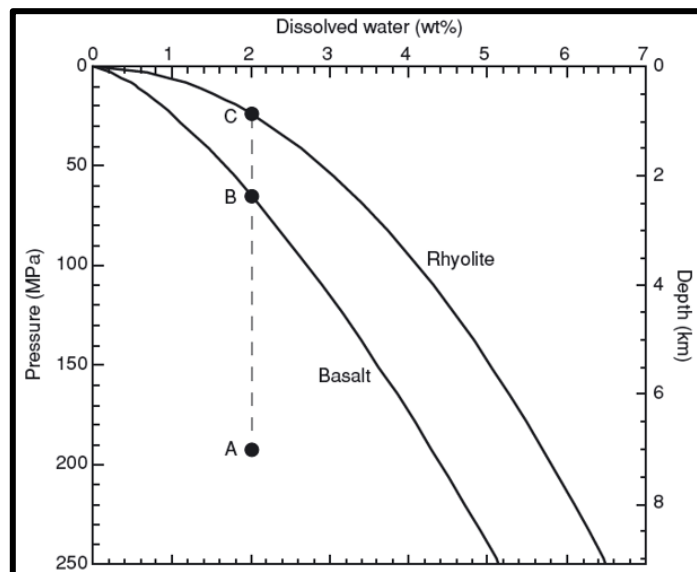


Figura 2.1. Curvas de solubilidad de H₂O para basalto y riolita, en función de la presión y correspondiente profundidad. Extraído de Parfitt & Wilson (2010).

Por otro lado, a partir de la Figura 2.1, se puede apreciar que la composición del magma también es un factor muy importante a la hora de definir las diferencias entre los sistemas magmáticos. Dependiendo de su composición, se tendrán diferentes comportamientos en términos de la exsolución de volátiles, donde magmas más diferenciados admiten una mayor cantidad de volátiles en solución con el fundido que uno de composición más basáltica a una misma presión. Esto es debido, principalmente, a diferencias en la

viscosidad y densidad de los diferentes tipos de magma que, a su vez, también poseen un rol clave en dicho comportamiento.

Si ocurre exsolución de volátiles y el ascenso de magma continúa, las burbujas comienzan a crecer, encontrándose esencialmente dos casos dependiendo de la composición del magma. Si se trata de un magma de composición basáltica, se tendrá escaso contenido de SiO_2 (~ 45-52 wt%; Le Maitre, 2002), lo que a su vez se traduce en una menor viscosidad del magma inicialmente, es decir, solo por su contenido de SiO_2 . Luego, por flotabilidad, al ser considerablemente menos densas que el magma, estas burbujas tienden a subir y escapar del fundido, y gracias a que el magma posee baja viscosidad, dichos volátiles ascienden. De esta manera, se alojan en la parte superior de la cámara magmática, desencadenando una desgasificación del fundido silicatado y provocando erupciones de carácter efusivo.

Sin embargo, si se trata de un magma más diferenciado, con alto contenido de SiO_2 , como un dacítico o riolítico (> 63 wt% SiO_2 ; Le Maitre, 2002), entonces se tendrá una viscosidad alta, por lo que las burbujas no podrán moverse con facilidad, y a pesar de poseer una densidad mucho menor, les será más difícil que a un magma primitivo escapar del fundido antes de que el magma pueda llegar a niveles superficiales de la corteza. Esto genera una nucleación muy activa de burbujas en profundidad, lo que finalmente se traduce en que cuando el magma llega a superficie, la cantidad de burbujas es tan amplia (~70-80%; Parfitt & Wilson, 2010), que éstas comienzan a presionarse unas contra otras, colapsando sus paredes y rompiéndose. Este proceso provoca que el magma pase de ser un fundido silicatado continuo que contiene burbujas de gas, a un cuerpo continuo de gas en que porciones de este fundido silicatado (piroclastos) son arrastradas por él, en un fenómeno denominado fragmentación (e.g., Parfitt & Wilson, 2010; Sigurdsson et al., 2018). Finalmente, esto tiende a gatillar erupciones explosivas al, además, incrementar la sobrepresión en la cámara magmática.

Adicionalmente, el contenido de cristales en el magma puede ser un factor muy importante a la hora de analizar la reología de un magma. Lejeune & Richet (1995) exponen que con fracciones cristalinas de hasta un 40 vol.% en un magma, la viscosidad puede aumentar hasta un orden de magnitud en comparación con un líquido homogéneo (libre de cristales), dominado esencialmente por un comportamiento Newtoniano de la fase fluida. Sin embargo, al pasar este valor de 40 vol.%, el efecto de los cristales en la reología cambia abruptamente, donde un aumento hasta casi un 60 vol.%, considerado el límite de empaquetamiento máximo, la viscosidad efectiva del magma puede aumentar hasta 6 órdenes de magnitud, comportándose como un fluido no-Newtoniano (Figura 2.2; Lejeune & Richet, 1995; Sigurdsson et al., 2018).

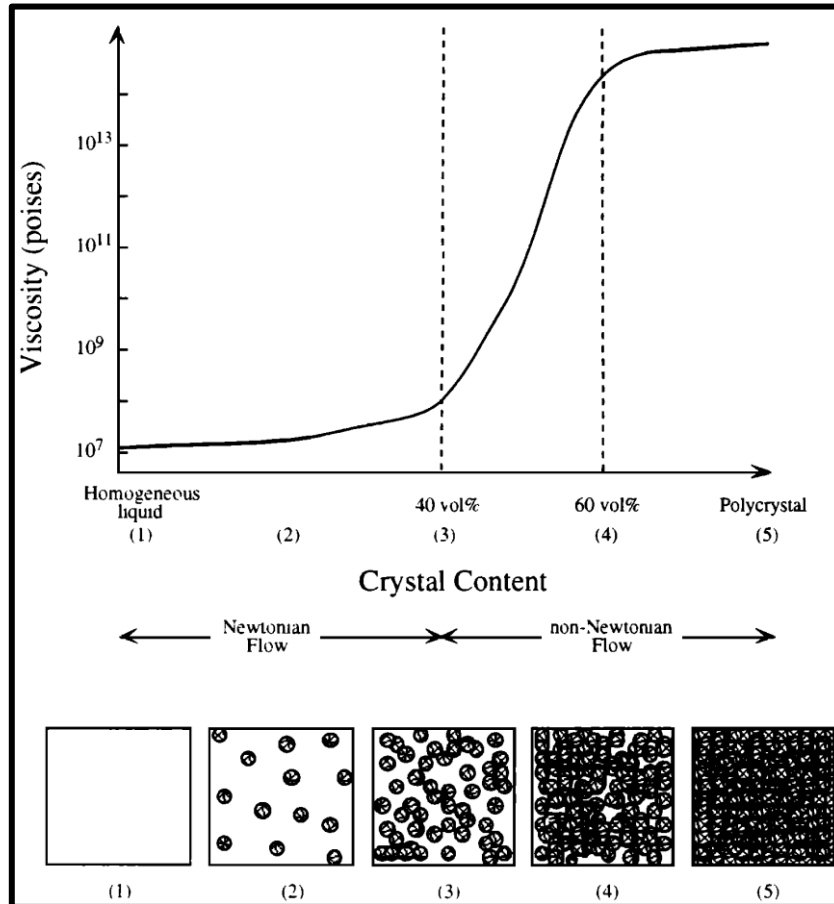


Figura 2.2. Regímenes reológicos en función del contenido de cristales del magma. Obtenido de Lejeune & Richet (1995).

Así mismo, el contenido de cristales formados durante el ascenso, es decir, los microlitos, también corresponderían a un factor clave, ya que la presencia de menos de 5 vol.% de microlitos puede mostrar una diferencia de 0,6 órdenes de magnitud en la viscosidad, para muestras de una misma composición (Stevenson et al., 1996).

2.2 Transición entre erupciones efusivas y explosivas

Si bien son variados los factores que influyen en el estilo eruptivo que adoptará una erupción, ya sea efusiva o explosiva, éstos han sido bien estudiados y existe un conocimiento de su contribución en los cambios de un sistema magmático. Sin embargo, el hecho de que el comportamiento más común de una erupción volcánica cambie tan drásticamente al pasar de erupciones efusivas a una erupción muy explosiva, como fue la erupción Pucón, es un tema del que aún no se tiene un conocimiento completo.

Las transiciones entre erupciones efusivas a explosivas, en términos de diferentes eventos eruptivos, como es el caso de la erupciones más comunes (efusivas) del volcán Villarrica y la erupción Pucón (explosiva), son principalmente controladas por condiciones y procesos que ocurren a nivel del reservorio magmático y en el ascenso temprano en el

conducto (>3-10 km), así como también, aunque en menor medida, por procesos superficiales del conducto volcánico (<3 km; Cassidy et al., 2018). En este sentido, un proceso que explique la transición entre un estilo eruptivo a otro, podría ser una mezcla de magmas. La llegada de un magma de distinta temperatura y composición a la cámara magmática que alberga un magma más frío y diferenciado, podría generar una mezcla tanto composicional como termal. Una mezcla composicional podría generar una sobrepresión en la cámara magmática debido al input de volumen (Sigurdsson et al., 2018). Por otro lado, una mezcla termal puede generar convección dentro de la cámara magmática, facilitando la vesiculación y movimiento de la fase gaseosa del magma.

Sin embargo, el proceso que más podría afectar a una sobrepresión en el sistema magmático, producto de una gran cantidad de exsolución de volátiles y por ende una erupción muy explosiva, es el de segunda ebullición (Cassidy et al., 2018). Esto, debido a que una cristalización temprana de fases anhidras generaría una mayor concentración de la fase gaseosa, incrementando su presión de vapor, provocando una exsolución de volátiles acelerada, además de incrementar en segundo plano la viscosidad del fundido, al poseer mayor cristalinidad el magma debido a la cristalización de fases anhidras.

2.3 Modelización numérica

Actualmente existen diversos modelos numéricos y computacionales que han sido propuestos por diferentes autores, en base a ecuaciones fundamentales de dinámica de fluidos, que permiten modelizar el ascenso de magma en un sistema volcánico que da origen a erupciones explosivas, en términos del comportamiento y la dinámica de las diferentes fases y componentes en dicho ascenso en el conducto volcánico.

Por ejemplo, Wilson et al. (1980), proponen un modelo de flujo de un magma de composición riolítica, considerando 2 fases (gas y líquido) en una dimensión y con diferentes escenarios posibles de la geometría del conducto volcánico y el contenido de H₂O, donde exponen que las velocidades de ascenso de magma y posterior tasa eruptiva dependen fuertemente del contenido de gas exsuelto del magma y en menor medida del radio del conducto volcánico y la fricción asociada.

Slezin (2003), hace un estudio de la dinámica de una erupción volcánica al modelizar el ascenso de magma como un flujo estacionario desde la cámara magmática hacia la superficie. Según este autor, el magma es tratado como un medio de 2 componentes y 2 fases, y el ascenso se considera como isotermal y en 1 dimensión. Este modelo permite describir 3 estructuras de flujo en un conducto y por ende 3 tipos de erupciones volcánicas: erupciones continuas de lava y estrombolianas, erupciones explosivas-catastróficas y erupciones que favorecen la construcción de domos. Las primeras se dan al generarse erupciones con burbujas de gas discretas; las segundas, debido a una emisión continua de gas con piroclastos; y la tercera, al emitirse una espuma parcialmente destruida, dejando una estructura permeable que permite el escape de gas desde la mezcla.

La Spina et al. (2019), hacen un estudio de la dinámica del ascenso de magma de sistemas basálticos, tomando como ejemplo la erupción basáltica subpliniana del volcán Sunset Crater (~1085 d.C.), generando un modelo numérico del conducto volcánico en 1 dimensión, para los últimos cientos de metros bajo el cráter, demostrando que cambios en la presión a profundidad generan un rol clave en las características eruptivas finales. Una disminución en la presión del sistema puede ser asociado al vaciamiento de la cámara magmática, lo que conllevaría a un aumento en la exsolución de volátiles y una profundización de la superficie de fragmentación del magma. Este modelo considera diferentes suposiciones para su construcción, como un radio del conducto y contenido cristalino constante, condiciones isotermales, exsolución instantánea y equilibrio de presión entre las fases.

Por otro lado, los modelos propuestos poseen diferentes suposiciones y limitaciones que no permiten una comprensión completa y acabada del proceso de ascenso magmático. Por ejemplo, está la limitante de la geometría del conducto volcánico. Estos modelos consideran el movimiento del fundido en solo una dimensión, en un conducto cilíndrico y de radio constante, las cuales son condiciones simplificadas del ascenso de magma en un conducto volcánico (La Spina et al., 2019). Otras limitantes de estos modelos corresponden a que el ascenso de magma posee condiciones isotermales o que los volátiles disueltos en el fundido estén en equilibrio con la fase gaseosa, lo cual es, usualmente, razonable para las burbujas en el líquido, pero no para la mezcla gas-piroclasto (Slezin, 2003). Sin embargo, a pesar de estas limitaciones, estos modelos son un gran acercamiento al proceso de entender cómo se combinan los diferentes parámetros y factores que permiten generar un cambio en las condiciones de la cámara y el ascenso magmático, y que finalmente favorecen la ocurrencia de una erupción altamente explosiva en un volcán que predominantemente ha tenido erupciones efusivas en su registro geológico.

El modelo numérico utilizado para este trabajo corresponde a un código computacional escrito por el Dr. Ángel Castruccio en el año 2019 y que está desarrollado en el lenguaje y entorno de programación de Matlab. Dicho código permite modelizar el ascenso de magma a través del conducto volcánico en 1 dimensión, calculando los parámetros eruptivos asociados a dicho ascenso.

El código fue basado en los estudios y modelos propuestos por Slezin (2003) y Kozono & Koyaguchi (2009), por lo que considera los supuestos propuestos por estos autores y las ecuaciones de dinámica de fluidos que permiten modelizar el ascenso de magma en estado estacionario en un conducto volcánico cilíndrico de radio constante, y que posee condiciones isotermales. Por otro lado, este modelo calcula la viscosidad del fundido silicatado libre de cristales a partir del modelo de Giordano et al. (2008), por lo que toma en cuenta la composición de la muestra a estudiar, la cantidad de agua inicial disuelta y la temperatura del magma. Además, toma en consideración las variaciones en este parámetro debido al contenido cristalino expuesto, a partir del modelo de Einstein-Roscoe (Roscoe, 1952).

Las principales ecuaciones que rigen el modelo pueden ser estudiadas a partir del trabajo de Kozono & Koyaguchi (2009), y se pueden apreciar en las ecuaciones (1) a (8). Estos

autores toman en consideración el movimiento relativo entre gas y líquido en el ascenso de magma en 1 dimensión a través del conducto volcánico con un flujo estacionario, es decir, que no tiene variaciones en el tiempo, y que presenta 3 estilos de flujo durante el ascenso, como se puede apreciar en la Figura 2.3.

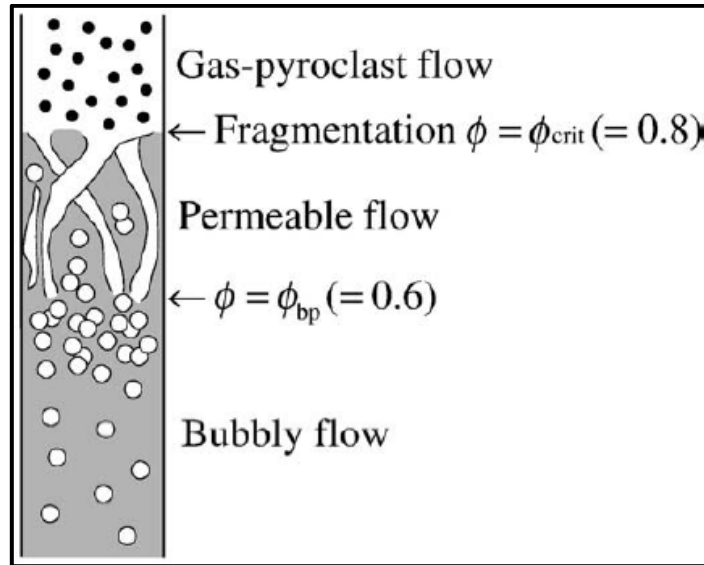


Figura 2.3. Ilustración que muestra el cambio en el estilo de flujo dentro del conducto volcánico para el modelo utilizado en esta memoria. El flujo es burbujeante cuando $\phi < \phi_{bp}$, permeable cuando $\phi_{bp} < \phi < \phi_{crit}$ y piroclástico cuando $\phi > \phi_{crit}$. ϕ_{bp} y ϕ_{crit} equivalen a 0,6 y 0,8, respectivamente. Extraído de Kozono & Koyaguchi (2009).

Para Kozono & Koyaguchi (2009), existen 2 principios fundamentales que rigen la dinámica del flujo en ascenso: las ecuaciones de conservación de masa y conservación de *momentum*. Si se toma en cuenta el movimiento relativo entre las fases gaseosa y líquida, las ecuaciones de conservación de masa toman la forma de las ecuaciones (1) y (2):

$$\rho_l u_l (1 - \phi) = (1 - n)q \quad (1)$$

$$\rho_g u_g \phi = nq \quad (2)$$

Donde u_l y u_g son las velocidades verticales del líquido y el gas, respectivamente. ρ_l y ρ_g son las densidades del líquido y el gas, respectivamente, ϕ es la fracción de volumen de gas, n es el flujo de masa de la fracción gaseosa, y q es el caudal de masa (por unidad de área transversal; $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$). La densidad de la mezcla gas-líquido es dada por $\rho = (1 - \phi)\rho_l + \phi\rho_g$. En estado estacionario q es constante, mientras que q_l y q_g cambian debido a la exsolución de gas.

De la misma forma, las ecuaciones de conservación de *momentum* de la fase líquida y gaseosa toman la forma de las ecuaciones (3) y (4):

$$\rho_l u_l (1 - \phi) \frac{du_l}{dz} = -(1 - \phi) \frac{dP}{dz} - \rho_l (1 - \phi) g + F_{lg} - F_{lw} \quad (3)$$

$$\rho_g u_g \frac{du_g}{dz} = -\varphi \frac{dP}{dz} - \rho_g \varphi g - F_{lg} - F_{gw} \quad (4)$$

Donde z es la coordenada vertical medida positivamente hacia arriba, P es la presión del magma, g es la aceleración debido a la gravedad, F_{lg} es la fuerza de interacción entre el líquido y el gas, y F_{lw} y F_{gw} son las fuerzas de fricción entre el líquido y la pared del conducto, y entre el gas y la pared del conducto, respectivamente.

Por otro lado, se supone que la fase gaseosa se comporta como un gas ideal, siguiendo la ecuación de estado expuesta en la ecuación (5):

$$P = \rho_g RT \quad (5)$$

Donde R es la constante universal de un gas ideal ($462 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ para H_2O), T es la temperatura del magma, establecida en $T=1273 \text{ K}$ por Kozono & Koyaguchi (2009). Por otra parte, se supone que el cambio de temperatura debido a la expansión es insignificante debido a gran capacidad calorífica del magma líquido, por lo que la ecuación de energía no es resuelta.

En términos del contenido de H_2O disuelto en el magma, Kozono & Koyaguchi (2009) adoptan el modelo de la curva de solubilidad de Burnham & Davies (1974), que se rige bajo la ecuación (6):

$$c = sP^{1/2} \quad (6)$$

Donde c es la fracción de masa de agua disuelta en la fase líquida y s es la constante de saturación ($4,11 \times 10^{-6} \text{ Pa}^{-1/2}$ para magmas silícicos).

Posteriormente, si se supone una exsolución de gases en equilibrio que conserva el contenido total de H_2O , la tasa de flujo de masa de la fracción gaseosa se puede expresar como la ecuación (7):

$$n = \frac{n_0 - sP^{1/2}}{1 - sP^{1/2}} \quad (7)$$

Con $n \geq 0$, donde n_0 es el contenido de H_2O inicial disuelto. Se supone que no hay exsolución de gas después de la fragmentación, por lo tanto, la fracción de flujo de masa de gas en el flujo piroclástico es igual a la fracción de flujo de masa de gas en el momento de la fragmentación.

En conjunto con estas ecuaciones, Kozono & Koyaguchi (2009) suponen que el estilo de flujo cambia de acuerdo con la fracción de volumen de gas. El estilo es burbujeante cuando $\varphi_{bp} = 0,6$; el flujo es permeable cuando $0,6 < \varphi < 0,8$; y finalmente es piroclástico cuando $\varphi > 0,8$ (Figura 2.3). Por lo tanto, la fragmentación del magma ocurriría en el conducto cuando se alcanza en una fracción de volumen de gas crítica correspondiente a $\varphi = 0,8$ (Kozono & Koyaguchi, 2009).

Sus resultados concluyeron que la presión en el punto de fragmentación del magma, para el modelo que considera movimiento relativo entre el líquido y el gas en ascenso, es menor que para el caso en que no hay movimiento relativo entre estas 2 fases. En este sentido, su estudio les permitió comprobar que la magnitud del parámetro de la presión en el punto de fragmentación depende del número adimensional ε (ecuación (8)), el cual corresponde a la razón entre el efecto de la fuerza de fricción pared-líquido y la fuerza de interacción líquido-gas en la región de flujo permeable, representando, por ende, la eficiencia de escape del gas desde el líquido en el ascenso (Kozono & Koyaguchi, 2009).

$$\varepsilon = \frac{8\mu k}{\mu_g r_c^2 (1 - \varphi_{crit})} \quad (8)$$

Donde μ es la viscosidad del líquido, k es la permeabilidad del magma, μ_g es la viscosidad del gas, r_c es el radio del conducto y φ_{crit} es la fracción de volumen de gas crítico ($\varphi_{crit}=0,8$).

Bajo estas ecuaciones fundamentales, el código computacional utilizado funciona como un programa al cual se le entregan 7 parámetros preeruptivos iniciales, correspondientes a la composición de elementos mayoritarios de una muestra del sistema a estudiar, la profundidad del techo de la cámara magmática, la temperatura del magma, el contenido inicial de agua disuelta, el contenido cristalino inicial, el radio del conducto volcánico, y finalmente el valor de la sobrepresión dentro de la cámara magmática. El modelo entrega, como resultado de salida, valores numéricos de la evolución de 5 parámetros eruptivos con respecto a la profundidad, desde el techo de la cámara magmática hasta la superficie. Estos parámetros corresponden a la presión del sistema a lo largo del conducto volcánico, la fracción de volumen de gas, la velocidad de ascenso del líquido y del gas, la fracción de masa del gas, y la viscosidad de la mezcla. Adicionalmente, el modelo entrega 5 gráficos que permiten visualizar estos resultados y calcula un valor numérico correspondiente a la tasa eruptiva generada con las condiciones preeruptivas expuestas.

El procedimiento interno del modelo, para calcular estos resultados, corresponde a la utilización de un solucionador numérico de sistemas de ecuaciones diferenciales de primer a quinto orden perteneciente a Matlab, denominado “ode15s”, con el cual se prueba una solución inicial al sistema de ecuaciones. Posteriormente, con el procedimiento denominado “shooting method”, el programa converge hacia una solución final. Esta técnica corresponde a un método de resolución de sistemas de ecuaciones diferenciales, con condiciones de borde específicas, que en este caso han sido descritas por Yoshida & Koyaguchi (1999) y Kozono & Koyaguchi (2009).

2.4 Análisis de sensibilidad

El primer análisis del modelo computacional que se realizó fue el de sensibilidad de parámetros. Este tipo de análisis identifica la contribución de la variabilidad de parámetros de entrada en la variabilidad de parámetros de salida (Cannavó, 2012); es decir, qué tan sensible es el resultado de un modelo a las diferentes variables que lo componen.

Actualmente, existen diferentes maneras de llevar a cabo un análisis de sensibilidad, donde principalmente se tienen 2 acercamientos al realizarlo: de forma local y de forma global.

La principal diferencia entre ambas metodologías es que un análisis global permite realizar mediciones de sensibilidad en base a la no-lineal interacción entre parámetros que se relacionan entre sí para dar paso a un resultado de salida de un modelo (Saltelli et al., 2000; Sobol, 2001; Wainwright et al., 2014); es decir, se realiza el análisis donde hay una interdependencia entre los factores que componen a dicho modelo. Mientras que un análisis de sensibilidad local se basa en la variación de un solo parámetro para ver cómo afecta al resultado del modelo, es decir, realiza simulaciones con variaciones de una sola variable como entrada para ver cuál es la sensibilidad de solo dicho parámetro en el resultado de salida (Mishra et al., 2009; Zhou & Lin, 2017).

El análisis global de sensibilidad supone un análisis más amplio y más dedicado a cómo afecta cada parámetro al resultado de salida de un modelo, donde para este acercamiento existen diversos métodos de realizarlo, como lo son el método de *un parámetro a la vez* de Morris y el análisis de sensibilidad global basado en la variancia mediante índice Sobol/Saltelli (Wainwright et al., 2014). Sin embargo, este tipo de análisis consiste en una metodología más compleja de realizar, con necesidades bastante elevadas de recursos computacionales, donde son necesarios diversos software y la cantidad de simulaciones necesarias para obtener un resultado pueden llegar hasta las 10.000 (La Spina et al., 2019).

Dado esto, se decidió realizar una simplificación del acercamiento local al realizar el análisis de sensibilidad, estudiando solo un parámetro de salida que se estableció como el más determinante del modelo para efectos de los resultados que se desean obtener, y que corresponde a la tasa eruptiva de la erupción Pucón. Se realizaron diferentes simulaciones donde se variaba tan solo un parámetro en un rango específico, dejando todos los demás parámetros fijos, registrando los cambios en la tasa eruptiva y así poder ver cuál es el factor que más influía en este parámetro de salida.

2.5 Columna eruptiva

Debido a que las dimensiones y características de una columna eruptiva guardan directa relación con los procesos internos de un volcán durante una erupción, es que diversos modelos físicos y matemáticos han sido creados para poder estimar de manera cuantitativa la altura de esta columna, a partir de la tasa eruptiva de material magmático. Entre los más destacables, se encuentran los trabajos de Wilson & Walker (1987), Bursik et al. (1992) y Carey & Bursik (2000).

El trabajo de Wilson & Walker (1987), corresponde al estudio de un modelo de predicción de diferentes columnas producidas por un conducto de área circular y con diferentes grados de fracción en peso de agua exsuelta. Expone una relación empírica entre dicha columna y la tasa eruptiva que la genera, donde la relación exacta de este modelo es la mostrada en la ecuación (9):

$$H = 0,236 * \sqrt[4]{M_0} \quad (9)$$

Con H la altura de la columna en km y M_0 correspondiente a la tasa eruptiva de material, en kg/s.

Por otro lado, Bursik et al. (1992), expone que el flujo de volumen de magma a la altura de la flotabilidad neutral, es decir, el caudal de magma que atraviesa el cráter volcánico hasta la zona en que las densidades de la columna y la atmosférica se igualan, se da en función de la altura total de la columna eruptiva, la cual, a su vez, es función de la tasa eruptiva en si, como se aprecia en la ecuación (10):

$$H = 0,287 * Q^{0,19} \quad (10)$$

Con H la altura máxima de la columna, en km, y Q el flujo de volumen de magma, medido en m³/s.

Finalmente, Carey & Bursik (2000), exponen que la máxima altura de la columna eruptiva es función directa de la estratificación y humedad de la atmosfera, el contenido volátil del magma y el flujo termal en el conducto volcánico, el cual, a su vez, está íntimamente relacionado con la tasa eruptiva y es el parámetro más importante de la relación encontrada por ellos (Sigurdsson et al., 2018), como se puede apreciar en la ecuación (11):

$$H_t = 1,67 * Q^{0,259} \quad (11)$$

Con H_t la máxima altura de la columna eruptiva en km, Q es la tasa de descarga de volumen de magma, medido en m³/s y 1,67 es una constante relacionada a la estratificación de la atmósfera, como fue recién mencionado.

Para efectos de las modelizaciones, las tasas eruptivas son medidas en kg/s, es por esto que para convertir los resultados obtenidos mediante las metodologías de Bursik et al. (1992) y Carey & Bursik (2000), los resultados son multiplicados por el valor de densidad del magma en erupción, es decir, la densidad de una andesita basáltica, por lo que el valor escogido corresponde a $\rho = 2500 \text{ kg/m}^3$ (Silva, 2008). Sin embargo, al variar este valor de densidad de la roca a valores cercanos al escogido, no se obtiene un cambio significativo en el resultado final de estas ecuaciones, principalmente debido a que dicha variación de densidad no corresponde a una variación de ordenes de magnitud en la tasa eruptiva.

3. Marco geológico

3.1 Contexto tectonomagmático

El volcán Villarrica ($39^{\circ}25'S-71^{\circ}55'W$) se encuentra ubicado en la Zona Volcánica Sur (ZVS), una franja del arco volcánico andino que corresponde a un borde de margen continental activo (Figura 3.1). Tectónicamente, se caracteriza por una convergencia ligeramente oblicua-dextral entre la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana a una tasa de alrededor de 7-9 cm/año, y que se ha mantenido durante los últimos 20 Ma (Cembrano & Lara, 2009).

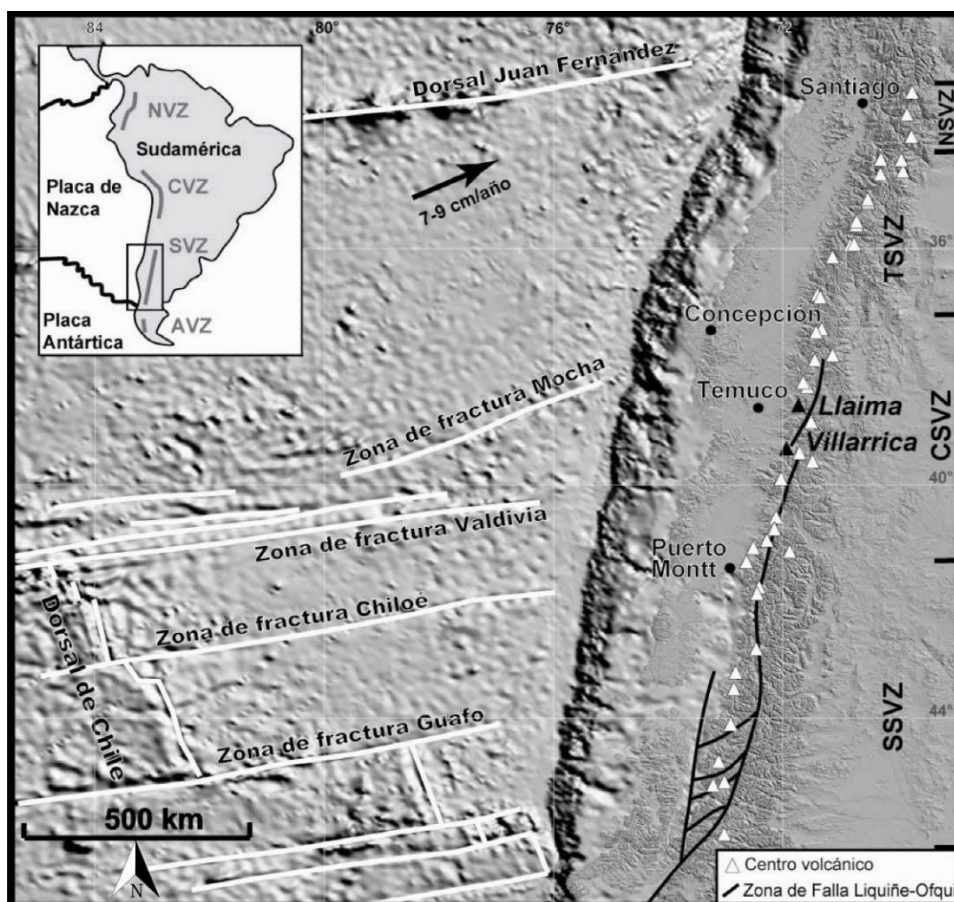


Figura 3.1. Modelo sombreado de elevación digital (SRTM) y Etopo 2 (batimetría) que muestra el marco tectónico regional de Zona Volcánica Sur (SVZ), donde está ubicado el volcán Villarrica. Arriba a la izquierda se muestra la posición de la SVZ con respecto al arco volcánico andino general en Sudamérica. Extraído y modificado de Lohmar (2008) y las referencias en la misma.

Este edificio se encuentra en el sector más occidental de una cadena volcánica oblicua de orientación $N60^{\circ}W$ de alrededor de 60 km de longitud, en conjunto con los volcanes Quetrupillán y Lanin (Clavero, 1996; Moreno & Clavero, 2006), y con múltiples conos monogenéticos.

Esta cadena volcánica correspondería a una estructura antigua del basamento reactivada como fallas inversas-sinestrales durante el desarrollo del arco volcánico andino

(Cembrano & Lara, 2009). Por otro lado, esta cadena de volcanes se encuentra situada sobre una traza de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), la cual corresponde a un sistema de fallas mayor de intra-arco de alrededor de 1200 km de longitud que domina la región, y que posee una cinemática transpresional-dextral (Figura 3.1; Cembrano & Lara, 2009). También se ha evidenciado este tipo de movimiento para esta zona a una escala local, donde microanálisis de diversos sets de microfallas de la zona han expuesto, para el arco volcánico en esta zona, un sistema transpresivo de cinemática dextral y orientación NE (Lara, 2004).

El mapa geológico simplificado del volcán Villarrica, mostrando las unidades de los subcapítulos 3.2, 3.3, 3.4 y 3.5, se aprecia en la Figura 3.2.

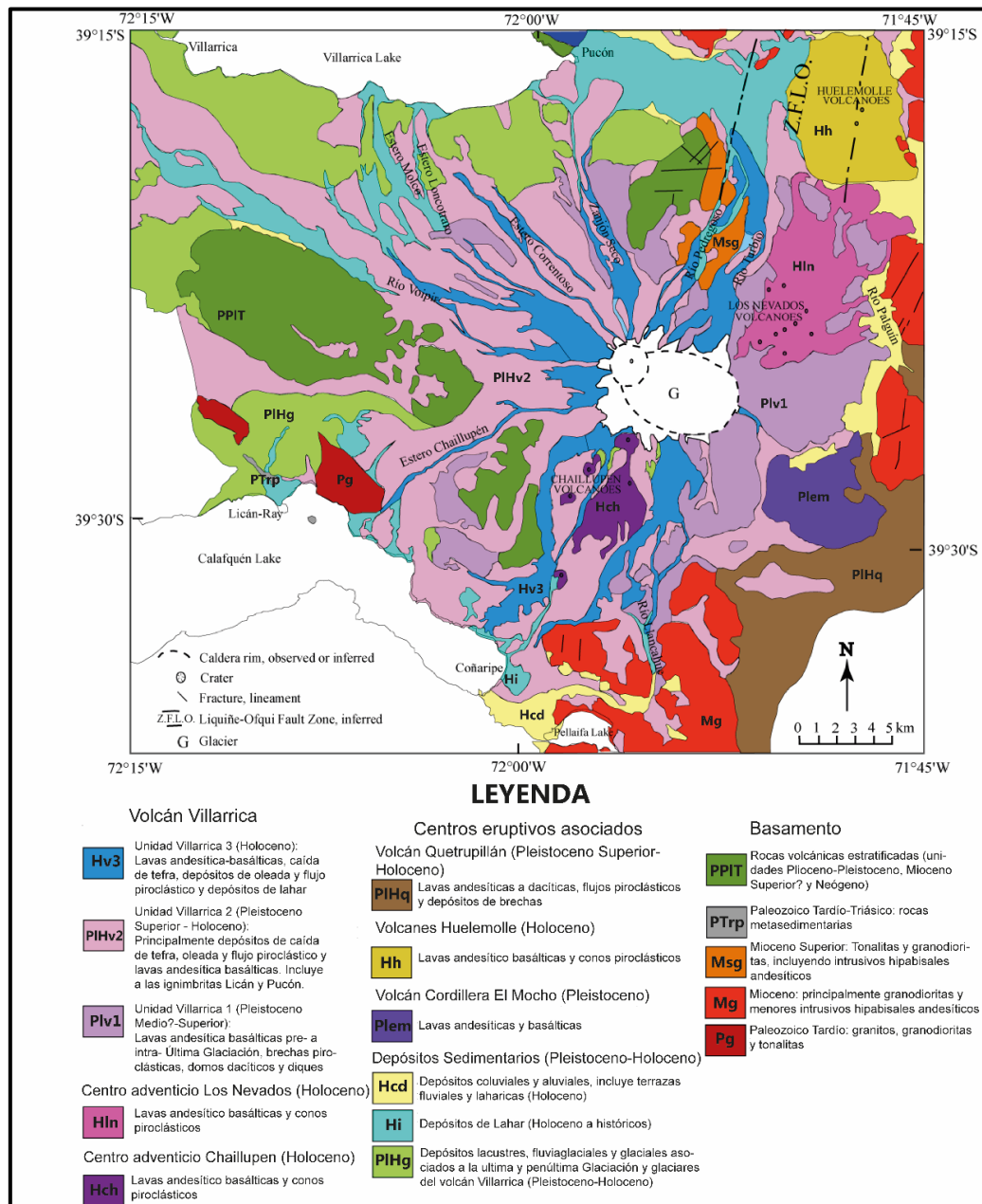


Figura 3.2. Mapa geológico simplificado del volcán Villarrica. Extraído y modificado de Silva (2008), a partir del trabajo de Moreno & Clavero (2004).

3.2 Rocas estratificadas

Basamento metamórfico: Complejo metamórfico Trafun (PTrp; Devónico – Carbonífero)

Corresponde a afloramientos con baja distribución que han sido reconocidos tanto al SW del volcán Villarrica como hasta 7 km al NW de la localidad de Lican Ray, encontrándose parcialmente cubiertos por depósitos glaciales y piroclásticos, estos últimos correspondientes al volcán Villarrica.

Los afloramientos corresponden a filitas, cuarcitas y gneises que han sido localmente afectados por deformación y que son asociadas a la parte oriental del Complejo Metamórfico Trafun, correspondiente al Paleozoico Superior (Moreno & Clavero, 2006).

Formación Panguipulli (PTrp; Triásico Superior)

Secuencias sedimentarias que se ubican al SW del volcán Villarrica y al E de la localidad de Lican Ray y que corresponden a capas de lutita finamente laminadas, alternadas con capas de areniscas cuarcíferas finas a gruesas y con intercalaciones de ortoconglomerados cuarcíferos. Las potencias van del orden de unos pocos a decenas de centímetros y se encuentran alteradas debido a un metamorfismo de contacto por intrusivos del Jurásico (Moreno & Clavero, 2006).

Estratos de Pino Huacho (PPIT; Oligoceno – Mioceno)

Unidad informal que corresponde a afloramientos de una secuencia volcanoclástica estratificada ubicados al E del volcán Villarrica, y en los flancos N y S del edificio volcánico. Corresponden a lavas, tobas brechosas y tobas de lapilli de composición andesítica con capas que van de 3 a 5 m de potencia, además de diques y filones de la misma composición. De acuerdo con el estudio de Munizaga et al. (1988), estas secuencias se encuentran también alteradas debido a un metamorfismo de contacto por intrusivos del Mioceno Superior, como es expuesto en Moreno & Clavero (2006).

Estratos de Península Pucón (PPIT; Mioceno Medio – Mioceno Superior)

Unidad informal propuesta por Moreno & Clavero (2006) que corresponde a una secuencia volcanoclástica, con afloramientos ubicados al W de la localidad de Pucón, en la península del mismo nombre. Corresponden a lavas amigdaloides, brechas piroclásticas y tobas líticas de lapilli, son de composición andesítica y las capas tienen una potencia que va de 5 a 8 m. Las capas tienen disposición subhorizontal presentan un suave plegamiento y son cortadas por numerosos diques y filones manto andesíticos, de textura afanítica y potencias que van de 1 a 6 m.

Estratos de Huincacara (PPIT; Plioceno Superior-Pleistoceno)

Es una unidad informal propuesta por Moreno & Clavero (2006) que corresponde a los cordones de cerros que se ubican al W del volcán Villarrica y que serían facies distales de antiguos centros eruptivos. Está caracterizada por ser una secuencia volcanoclástica compuesta por brechas piroclásticas, areniscas y conglomerados epiclásticos con fragmentos andesíticos principalmente y que está dispuesta en discordancia angular sobre las rocas de los Estratos de Pino Huacho.

3.3 Rocas plutónicas

Intrusivos del Paleozoico (Pg)

En primer lugar, se tienen granitos, granodioritas y tonalitas que afloran al SW del volcán Villarrica, cerca de la localidad de Lican Ray, donde Munizaga et al., (1988) reportaron edades que van del Carbonífero Superior al Pérmico, para rocas petrográficamente similares cercanas a la zona entre los lagos Riñihue y Panguipulli.

Intrusivos del Cretácico (Kg)

Corresponden a cuerpos plutónicos que afloran al SW del volcán Villarrica, y que consisten en tonalitas en conjunto con cuerpos subordinados de granodioritas y dioritas cuarcíferas, que no alcanzan a aparecer en el mapa geológico simplificado de la Figura 3.2.

Intrusivos del Mioceno (Mg, Msg)

Cuerpos plutónicos que afloran principalmente desde el N hasta el S del volcán Villarrica, pasando por la franja E de dicho volcán. Corresponde a dioritas, tonalitas y granodioritas que representan la porción más al N de la franja de granitoides miocenos que se ubican al W de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (Granitoides Pellaifa-Neltume; Lara & Moreno, 2004; Moreno & Clavero, 2006).

3.4 Centros eruptivos asociados

Volcán Cordillera El Mocho (Plem; Pleistoceno Medio a Holoceno?)

Centro eruptivo ubicado a 13 km al SE del cráter del volcán Villarrica que corresponde a una morfología tipo estratovolcán de volumen pequeño y fuertemente erosionado (Moreno & Clavero, 2006), el cual está formado por lavas de composición basálticas a andesítico basálticas, con algunas intercalaciones de rocas volcanoclásticas. El volcán se asocia a un periodo Holoceno debido a que no presenta rasgos de erosión glacial (posglacial; Moreno & Clavero, 2006).

Volcán Quetrupillán (PIHq; Pleistoceno Medio – Holoceno)

Corresponde a un complejo volcánico con diversos centros de emisión que se ubica a 30 km al SE del volcán Villarrica, formando una cadena oblicua con respecto al arco principal, en conjunto con los volcanes Villarrica y Lanin, donde los productos emitidos son de amplia composición química (51-68 wt% SiO₂; Moreno & Clavero, 2006), y los depósitos occidentales se intercalan con depósitos piroclásticos orientales del volcán Villarrica.

Volcanes Huelemolle (Hh; Holoceno)

Corresponde a un grupo de 3 conos piroclásticos alineados entre si con la misma dirección que una traza de la ZFLO, y que se encuentran ubicados al NE del volcán Villarrica, cubriendo intrusivos granitoides del Mioceno y a productos de la unidad Villarrica 2. Presentan bases subcirculares de hasta 1600 m de diámetro y una altura que no sobrepasa los 200 m, siendo cubiertos por depósitos piroclásticos del volcán Villarrica y por densa vegetación, y que corresponden a lavas basálticas de acotada composición química (51,5-52 wt% SiO₂; Moreno & Clavero, 2006).

3.5 Geología del volcán Villarrica

3.5.1 Unidad 1 (Plv1; Pleistoceno Medio – Pleistoceno Superior)

Corresponde a la unidad más antigua de productos emitidos por el volcán Villarrica, con edades que van desde el Pleistoceno Medio hasta los 13.850 años AP, y está dividida en 2 etapas separadas por un evento de colapso parcial del edificio volcánico construido inicialmente (Figura 3.2).

Está compuesto, en su primera etapa, por lavas de composición basáltica a andesítica basáltica, depósitos piroclásticos de la misma composición y depósitos laháricos, que comenzaron a construir el edificio hace 600 ka, los cuales se depositan en todos los flancos del volcán, pero alcanza su mayor expresión en el flanco oriental del mismo (Clavero, 1996; Moreno & Clavero, 2006). Las lavas presentan textura porfírica y con una mineralogía principal consistente en fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y olivino, con masas fundamentales vítreas de distinta vesicularidad y microcristalinidad.

Posteriormente, entre los 170 y 95 ka, ocurre el colapso del edificio principal construido, generando una caldera ovalada en dirección NW-SE de 6,5 por 4,2 km de diámetro (Moreno & Clavero, 2006). Luego de la generación de esta caldera de colapso, se edifica nuevamente el volcán en la segunda etapa de esta unidad, correspondiente a edades que van desde los 95 hasta los 13,9 ka. En el flanco oriental de la unidad, se encuentra la formación de pequeños (200 m de diámetro y alturas menores a 80 m) domos exógenos y endógenos, filones y diques que no superan los 3 m de espesor, los cuales poseen una composición dacítica (64,5 wt% SiO₂; Clavero & Moreno, 2004; Moreno & Clavero, 2006).

Estos productos presentan texturas porfíricas que contienen fenocristales de plagioclasa, clinopiroxeno y ortopiroxeno, con masas fundamentales de afaníticas a microcristalinas, con algunas de textura fluidal y parcialmente vesiculares (Moreno & Clavero, 2006).

Por otra parte, en el flanco occidental de la Unidad 1, se tienen principalmente depósitos piroclásticos muy alterados, y que corresponden a la parte más superficial de la unidad, además de encontrarse cubiertos por depósitos piroclásticos de la Unidad 2. Los depósitos son tanto de flujo como de caída, donde en los primeros predominan fragmentos juveniles de escoria y pómez tamaño lapilli fino a medio con restos carbonizados vegetales, y en los de caída predominan los fragmentos juveniles de escoria y en menor medida fragmentos de pómez (Clavero, 1996; Clavero & Moreno, 1994; Moreno & Clavero, 2006).

3.5.2 Unidad 2 (PIHv2; Pleistoceno Superior – Holoceno)

Corresponde a una unidad compuesta principalmente por lavas andesítico-basálticas (52-55 wt% SiO₂; Moreno & Clavero, 2006, y referencias en el mismo), junto con depósitos piroclásticos de caída, flujo y oleada, con composiciones que van desde andesítico-basáltica hasta dacítica, además de depósitos de lahar (Figura 3.2). La base y el techo de esta unidad corresponden a las ignimbritas Lican y Pucón, respectivamente, las cuales corresponden a los depósitos de corrientes de densidad piroclástica más voluminosos en la historia posglacial del volcán Villarrica (10 km³ y 5 km³, no-ERD, respectivamente), los cuales poseen edades de 13.700 y 3700 años AP, respectivamente (Clavero, 1996; Clavero & Moreno, 1994; Moreno & Clavero, 2006).

Las lavas están distribuidas por todos los flancos del volcán y poseen texturas porfíricas, y una mineralogía consistente en fenocristales de plagioclasa y olivino, donde su masa fundamental es de textura afanítica, presentándose localmente fluidales y con diversos grados de vesicularidad (Moreno & Clavero, 2006).

Los depósitos piroclásticos también afloran en todos los flancos del volcán Villarrica, alcanzando hasta 25 m de espesor, donde se encuentran, al menos, 11 depósitos de flujo y oleada piroclástica intercalados con depósitos de caída. Principalmente, consisten en fragmentos juveniles de escoria de composición andesítico-basáltica y, en menor medida, en algunos niveles se encuentran fragmentos de pómez.

Los depósitos de caída corresponden a fragmentos juveniles de escoria de composición andesítico basáltica y se distribuyen sobre el flanco oriental del volcán, presentándose con tamaños que van desde bomba a ceniza media, con diámetros que van desde más de 1 m hasta algunos cm, respectivamente (Moreno & Clavero, 2006).

3.5.3 Ignimbrita Pucón (Holoceno tardío)

Corresponde al evento eruptivo más grande e importante que tuvo el volcán Villarrica en el Holoceno, constituyendo un depósito piroclástico de gran envergadura de caída, flujo y oleada piroclástica. Los productos se encuentran distribuidos por todos los flancos del volcán, abarcando un área de hasta 530 km², llegando, en ciertos casos, a más de 21 km

de distancia desde el cráter. Este gran evento causó el colapso de la parte más alta del edificio que había empezado a formarse posterior a la ocurrencia de la erupción Lican, dejando una nueva caldera de cerca de 2 km de diámetro.

El depósito mismo de la ignimbrita consta, mayoritariamente, de productos de composición andesítico-basáltica, con un contenido de SiO_2 de 54-56,5 wt% (Clavero, 1996; Lohmar, 2008; Silva, 2008). Por otro lado, un estudio realizado por Silva (2008), ha expuesto que el depósito de la Ignimbrita Pucón puede dividirse en 3 unidades, donde la primera corresponde a un depósito de caída inicial (Figura 3.3), que antecede a las 2 unidades principales (P1 y P2; Figura 3.4 y Figura 3.5, respectivamente), las cuales están caracterizados por diferentes mecanismos y procesos de la erupción, dejando 2 depósitos estratigráfica y petrológicamente diferentes, asociándolos a diferentes temporalidades del evento eruptivo. Sus límites han sido establecidos debido a la presencia de depósitos de retrabajo local e interrupción abrupta de pipas de desgasificación en el techo de P1 y la abundante presencia de fragmentos granitoides del basamento en P2, a diferencia de la escasa presencia de estos fragmentos en P1 (Lohmar, 2008; Silva, 2008).

El depósito de caída inicial de tefra (escoria), está compuesto por fragmentos tamaño lapilli y ceniza y fragmentos poco vesiculares de disyunción prismática, también de composición andesítico-basáltica. Este depósito, al estar en contacto concordante bajo las unidades P1 y P2, se ha incluido en los productos emitidos por esta erupción, y está compuesto por capas de entre 2 a 90 cm, abarcando un depósito de 440 km² en base a la isópaca de 10 cm (Silva, 2008; Silva et al., 2010).

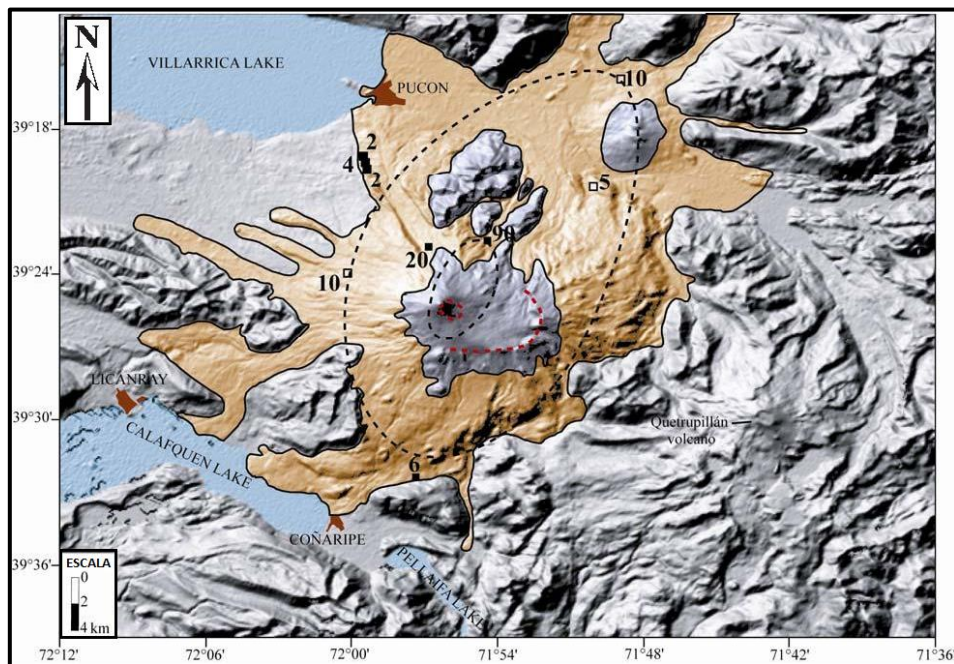


Figura 3.3. Distribución generalizada del depósito de caída inicial de la erupción Pucón. Puntos negros corresponde a puntos de muestreo registrados. Líneas rojas denotan el contorno de las 2 calderas asociadas al volcán Villarrica. Extraído de Silva (2008)

La unidad P1 es el miembro inferior del depósito mismo de la ignimbrita, y evidencia el inicio de la actividad eruptiva de gran envergadura de este ciclo eruptivo, conformándose por la formación de cerca de 10 capas de predominantemente flujos piroclásticos (Silva, 2008), depositándose, principalmente, sobre los flancos N a W del volcán Villarrica (Figura 3.4). La extensión de este depósito alcanza los 15 km desde el cráter actual, abarca un área de alrededor de ~180 km², y se asocia a la expulsión de 0,6 km³ de material, donde las capas poseen un grosor cercano a los 20 m en los valles y cerca de 2 m en las zonas de interfluvio (Silva et al., 2010).

Los productos de esta unidad constan principalmente de fragmentos tamaño ceniza, lapilli y bombas de composición andesítica basáltica, con presencia de fragmentos accidentales compuestos por lavas andesíticas y dacíticas, destacándose la escasez de material xenolítico del basamento. Por otro lado, este depósito consiste en productos bastante vesiculados (45-50% en volumen), con un contenido de cristales entre 6-14 vol.%, y una mineralogía consistente en plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y menor cantidad de óxidos de Fe-Ti (Lohmar, 2008).

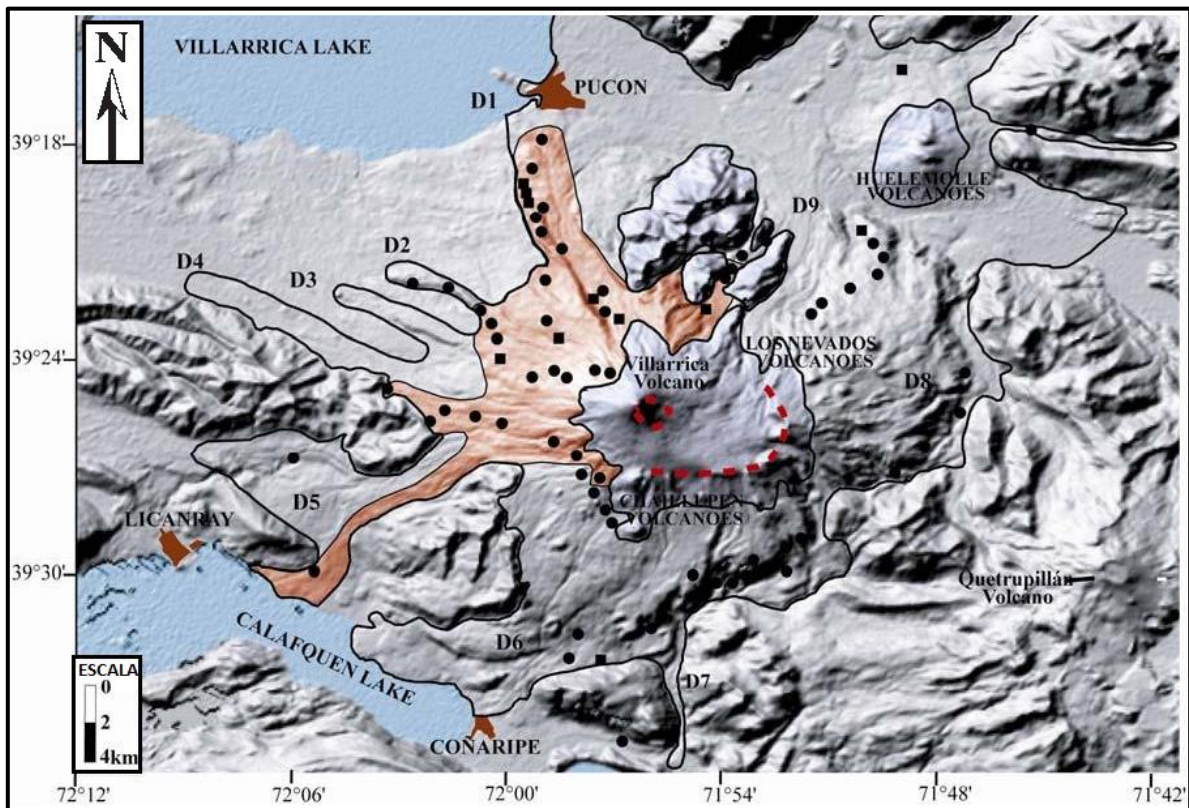


Figura 3.4. Distribución generalizada del miembro inicial P1 de la erupción Pucón (en marrón rojizo). Puntos negros corresponde a puntos de muestreo registrados. Los puntos D1 a D9 corresponden a cursos de drenaje. Líneas rojas denotan el contorno de las 2 calderas asociadas al volcán Villarrica. Extraído de Silva (2008).

El miembro superior P2, corresponde a un depósito posterior a la ocurrencia de P1, y corresponde a la fase más activa y voluminosa de este ciclo eruptivo, caracterizado por una alta frecuencia de flujos piroclásticos, escasos depósitos de oleada piroclástica y, en menor medida, depósitos sineruptivos de retrabajo horizontal hacia el techo de las

secuencias únicamente (Silva, 2008), generando depósitos sobre todos los flancos del volcán Villarrica (Figura 3.5), abarcando un área de alrededor de 520 km², y extendiéndose hasta 21 km desde la cima del cráter actual, donde las capas depositadas forman secuencias de hasta 70 m de espesor en los valles y hasta 5 m sobre los interfluvios, generando una expulsión de 2,5 km³ de material (Silva, 2008; Silva et al., 2010). Los depósitos consisten en fragmentos tamaños ceniza, lapilli y bombas, y líticos compuestos predominantemente por lavas, además de una alta presencia de fragmentos granitoides, tanto clastos libres como inclusiones en escoria (Silva et al., 2010). Los productos son de composición andesítica basáltica (55-56 wt% SiO₂), poseen menor cantidad de vesículas que P1 (20-50%), y un menor contenido de cristales (8-10 vol.%), con la misma mineralogía de plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y óxidos de Fe-Ti (Lohmar, 2008).

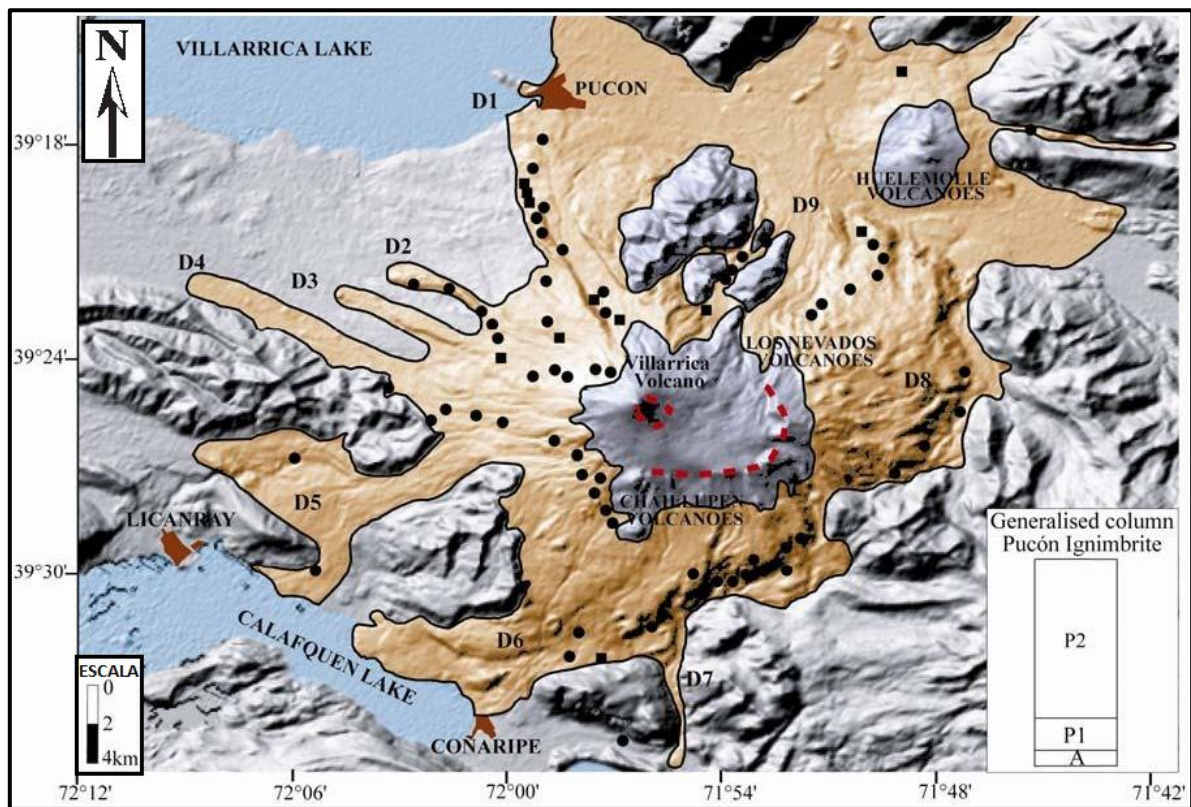


Figura 3.5. Distribución generalizada del miembro P2 de la erupción Pucón (en amarillo), además se muestra una columna generalizada de los miembros principales de la erupción, donde A corresponde a la caída de caída inicial y puntos negros corresponden a puntos de muestreo registrados. Los puntos D1 a D9 corresponden a cursos de drenaje. Líneas rojas denotan el contorno de las 2 calderas asociadas al volcán Villarrica. Extraído de Silva (2008).

Se han encontrado 3 tipos de fragmentos en los depósitos de la ignimbrita Pucón, juveniles, accidentales y fragmentos poco vesiculares con disyunción prismática (PVDP), donde estos últimos poseen distintas características a los previamente mencionados, y se cree que han sido formados por fracturamiento prismático (Lohmar, 2008).

Silva (2008) calculó el volumen de la capa de caída inicial en 0,2 km³ de escoria, considerando esta estimación en base a isópacas de 10 y 90 cm. Por otro lado, en base a la asignación de una potencia promedio a cada subdivisión de facies en cada unidad

de la ignimbrita Pucón, Silva (2008) estima un volumen total de 3,1 km³ (0,6 km³ para P1 y 2,5 km³ para P2), por lo que el total del volumen de la erupción sería de 3,3 km³ (no-ERD) y de 1,8 km³ (ERD).

Sin embargo, Moreno & Toloza (2015), presentan evidencia de que el depósito de caída inicial, previo a la formación de la ignimbrita, posee características considerablemente mayores y que no fueron descritas en los trabajos previos de Clavero (1996), Moreno & Clavero (2006), Silva (2008) y Lohmar (2008), exponiendo la presencia de un depósito más grande constituido por de 2 capas principales de caída con una capa intermedia de lapilli acrecional. La primera capa (capa basal) corresponde a un depósito rico en escoria (80%) que comienza con una delgada capa de caída de ceniza, seguido de una capa de caída de lapilli fino a grueso (juvenil) de una composición andesítica basáltica (~54 wt% SiO₂). Por otro lado, posee ~20% de líticos de hasta 25 cm de diámetro que se encontraron hasta 32 km al E del volcán. Dadas las dimensiones de este depósito de hasta 80 cm de potencia y la distancia alcanzada por la eyección de bombas de más de 30 km, esta caída inicial fue categorizada como un evento máfico subpliniano a pliniano (Moreno & Toloza, 2015).

La capa superior de este depósito de caída consiste principalmente en fragmentos líticos volcánicos (~70%) que consta de pocos fragmentos granitoides del basamento y ~30% de fragmentos de escoria tamaño lapilli de composición andesítica basáltica (54 wt% SiO₂). Este depósito, que alcanzó hasta 45 cm de potencia, fue clasificado como propio de un evento vulcaniano violento, dado también por la presencia de bombas de hasta 22 cm de diámetro encontradas hasta a 30 km de distancia del cráter principal (Moreno & Toloza, 2015).

La superficie abarcada por este depósito, dado por la isópaca de 10 cm, es de alrededor de 2100 km² (Figura 3.6) para la capa basal, mientras que la capa superior es de alrededor de 1700 km² (Figura 3.7), donde el depósito entero abarca un área total de cerca de 2400 km² basado en la isópaca de 10 cm y más de 6500 km² basados en la isópaca de 1 cm (Moreno & Toloza, 2015), contrastando de gran manera a los 440 km² calculados por Silva (2008). Por otro lado, en términos de volumen emitido, y considerando esta isópaca de 10 cm, Moreno & Toloza (2015) calculan que la capa basal del depósito representa un volumen de 0,8 km³ (no-ERD), mientras que para la capa superior se tiene un volumen de 0,6 km³ (no-ERD). Si se considera el depósito basado en la isópaca de 1 cm, y la capa de lapilli acrecional, el volumen total de la caída inicial de tefra de la erupción Pucón es de alrededor de 1,7 km³ (no-ERD; Moreno & Toloza, 2015), contrastando considerablemente con los 0,2 km³ calculados por Silva (2008) para este mismo depósito. Por ende, el volumen total de la erupción sería la suma de estos 2 episodios del mismo evento, es decir, la suma entre el depósito de caída inicial y el depósito mismo de la ignimbrita (P1 y P2). Esto correspondería por tanto, a un volumen total de ~4,8 km³ (no-ERD) y ~2,7 km³ (ERD) para todos los depósitos de la erupción Pucón.

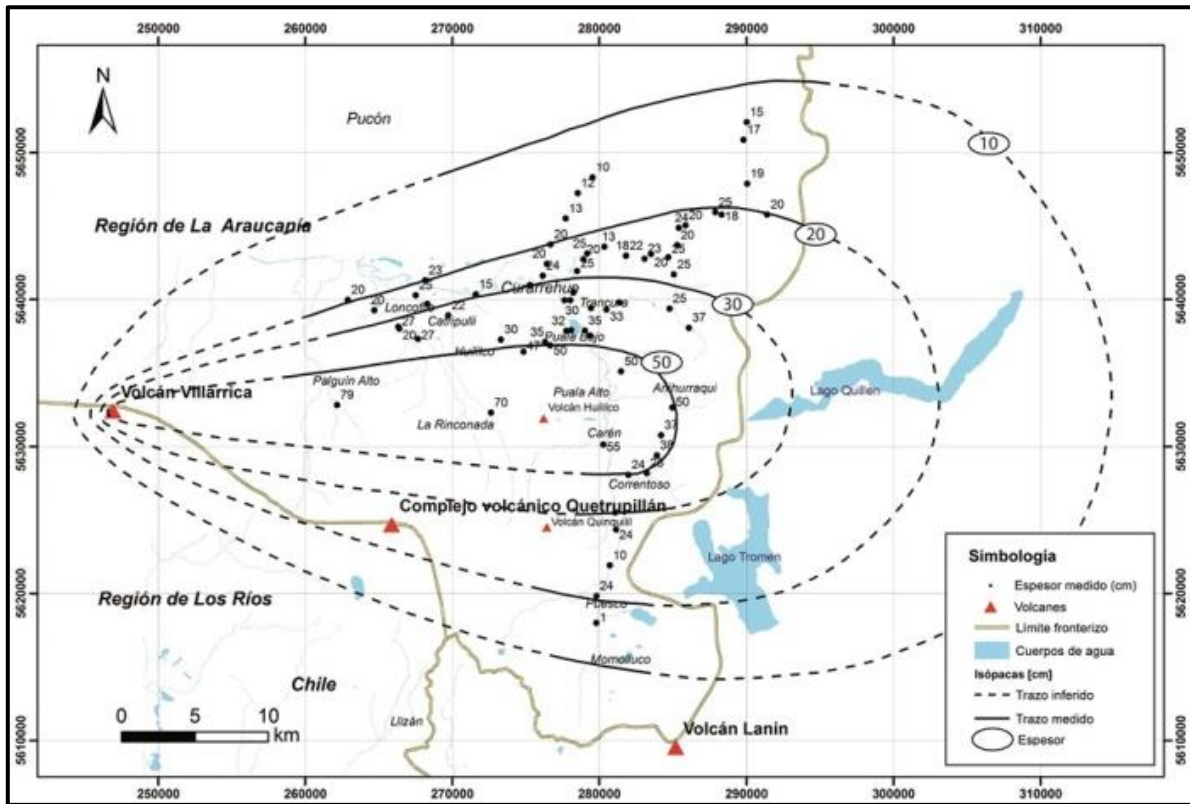


Figura 3.6. Mapa de isópacas de la capa basal del depósito de caída inicial de tefra, de la erupción Pucón. Obtenido de Moreno & Toloza (2015).

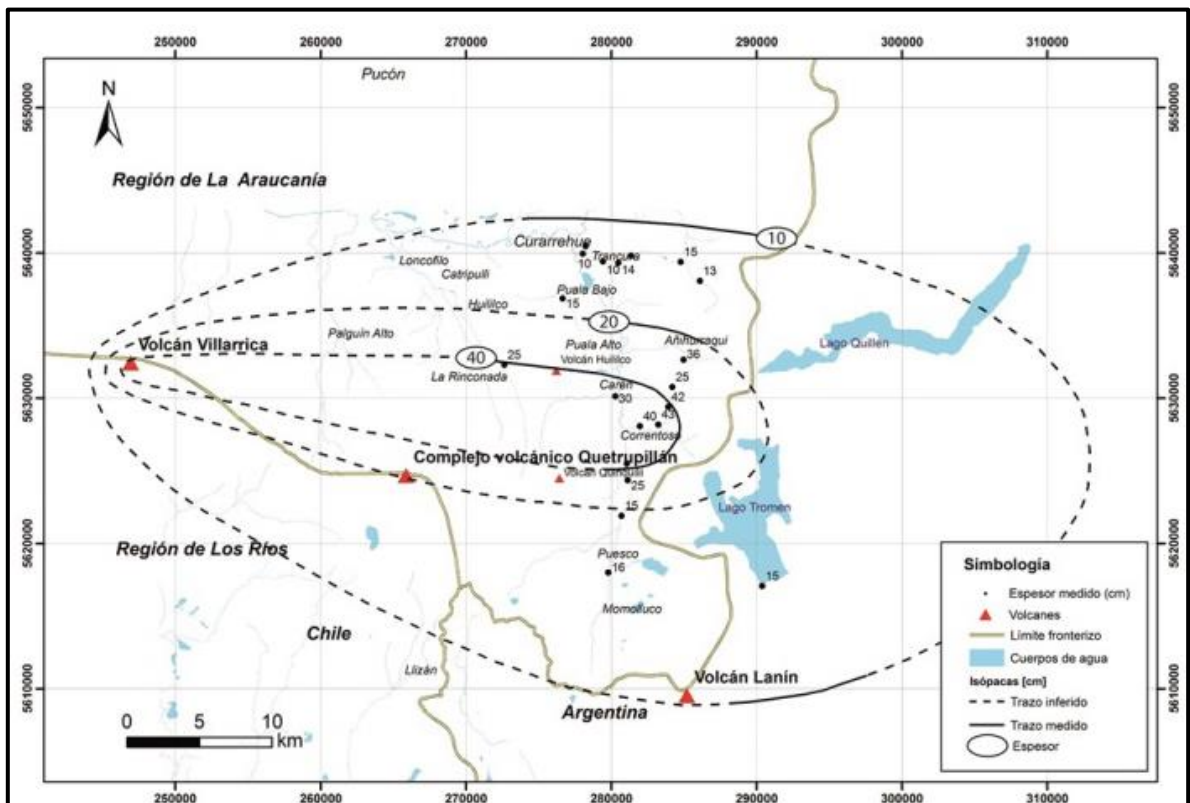


Figura 3.7. Mapa de isópacas de la capa superior del depósito de caída inicial de tefra, de la erupción Pucón. Obtenido de Moreno & Toloza (2015).

3.5.4 Unidad 3 (Hv3; Holoceno)

Esta unidad corresponde a los depósitos más actuales de productos emitidos por el volcán Villarrica (Figura 3.2). Comprende el cono activo actual, de alrededor de 450 m de altura que se ha formado sobre la caldera producto del colapso del edificio volcánico durante la erupción que dio origen a la ignimbrita Pucón. Contiene también a los productos emitidos posteriores a la ignimbrita Pucón (3700 años AP), incluyendo a las erupciones históricas hasta 1984 (Clavero, 1996).

Corresponde a secuencias de lavas y de depósitos piroclásticos de caída, flujo y oleada, todos de composición basáltica a andesítico basáltica, además de depósitos de lahar, cubriendo en gran medida los depósitos de las unidades 1 y 2 previamente descritas y el basamento, en una distribución sobre todos los flancos del volcán Villarrica.

Moreno & Clavero (2006), han dividido esta unidad en 2 subunidades, la Subunidad Prehistórica, que va desde el inicio de la Unidad 3 (3700 años AP) hasta el ciclo eruptivo de 1787 DC, y la Subunidad Histórica, comprendido entre los años 1787 DC y la erupción de 1984 DC.

La Subunidad Prehistórica consta de lavas de composición andesítico basálticas bien conservadas de tipo Aa y Pahoehoe, con espesores entre 1 y 15 m. Los productos poseen texturas porfíricas y mineralogía principalmente de fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, los cuales se encuentran inmersos en una masa fundamental de textura variable, tanto afanítica, traquítica e intersertal, donde ocasionalmente se da vesicularmente. Además, consta de una secuencia de depósito piroclástico que aflora por todos los flancos del volcán y que se encuentran intercalados con las lavas previamente descritas. Esta secuencia comienza con el depósito de Chaimilla, que es un depósito importante de caída posterior a la erupción Pucón, con hasta 1,7 m de espesor en las zonas más proximales al cráter, compuesto por fragmentos juveniles de escoria, seguido de múltiples capas de depósitos de flujo y oleada piroclástica intercalada con algunas lavas y niveles de depósito de caída (Moreno & Clavero, 2006).

La Subunidad Histórica corresponde a los productos emitidos por las últimas erupciones del volcán Villarrica, hasta la erupción de 1984. Consiste en lavas tipo Aa y Pahoehoe de entre 1 a 8 m de espesor, con textura porfírica, con una mineralogía de fenocristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno y masas fundamentales de texturas afaníticas, intersertales y traquíticas. Además, consiste en depósitos piroclásticos de caída, ambos de composición andesítico basálticos que se distribuyen principalmente en el flanco oriental del volcán, predominando fragmentos de escoria tamaño ceniza a lapilli grueso. Finalmente posee secuencias de depósitos de lahar asociados a las erupciones, distribuyéndose por todos los flancos de volcán, con espesores de algunos cm hasta por sobre los 6 m en zonas proximales al cráter, y extendiéndose hasta 30 km sobre la topografía, e incluso llegando hasta los lagos Villarrica y Calafquén (Moreno & Clavero, 2006).

La erupción del año 2015 corresponde a la más reciente erupción de mayor envergadura que ha tenido el volcán Villarrica, que luego de experimentar una profundización y baja

incandescencia del lago de lava en su cráter entre 2012 y el inicio de 2015, e importante actividad sísmica durante semanas, comenzó un evento eruptivo el día 3 de marzo de 2015 (Romero et al., 2016). Este episodio fue de tipo estromboliano intenso de corta duración, reportándose fuentes de lava que alcanzaron hasta 1500 m de altura, y una columna eruptiva entre 8 y 12,3 km de altura (Naranjo, 2015; Romero et al., 2016). Entre los depósitos generados por esta erupción se destacan depósitos piroclásticos de tipo balísticos (aglutinado y flujo *spatter*), flujos piroclásticos hacia el SE que alcanzaron distancias de hasta 3,5 km y abarcando un área de 2,5 km² (Bertin et al., 2015; Naranjo, 2015), caída de escoria hacia el SE, además de depósitos de lahar de hasta 0,7x10⁶ m³ de volumen (Romero et al., 2015). La composición de los productos emitidos, reportada por Bertin et al. (2015), fue andesítica basáltica (56,7 wt% SiO₂) con medio contenido de potasio (0,9 wt% K₂O), generando un volumen total de material emitido de 4,7±1x10⁶ m³ (no-ERD), calculado por Bertin et al. (2015) y entre 4,4 y 7,3x10⁻³ km³ (no-ERD), calculado por Romero et al. (2015).

3.5.5 Centros volcánicos adventicios (Hln, Hch; Holoceno tardío)

Corresponden a 2 grupos de conos piroclásticos junto con lavas de composición andesítico basálticas, asociados a los flancos del volcán Villarrica.

En el flanco NE del volcán, en el borde de la caldera formada durante la actividad de la Unidad 1, se encuentra el Grupo Los Nevados, el cual es un conjunto de conos de piroclastos junto con lavas asociadas que fueron generados a partir de 4 fisuras de orientación N60°E (Moreno & Clavero, 2006), donde se puede dividir en subgrupos, espacial y temporalmente distintos.

El Subgrupo Los Nevados 1 fue generado por ascenso de magma en las 4 fisuras y está cubierto por depósitos de la Unidad 3, por lo que la edad de estos centros de emisión es anterior a la de esta unidad (>2600 años AP; Clavero, 1996; Moreno & Clavero, 2006). Por otro lado, los conos y lavas del Subgrupo Los Nevados 2, fueron generados a partir de solo 2 fisuras del grupo, la más oriental y la más occidental (Moreno & Clavero, 2006), además de no encontrarse cubiertas por depósitos de la Unidad 3, por lo que serían posteriores a esta, estimándose una edad de menos de 2600 años AP.

Por otra parte, en el flanco SSW se encuentra el Grupo Chaillupen, un grupo de conos piroclásticos y lavas de composición andesítico-basálticas controladas por 3 fisuras radiales con distinta orientación, N20°W, NS, y N35°E (Clavero, 1996), donde también se han dividido en 2 subgrupos por diferencias en su espacialidad y temporalidad de eventos.

El Subgrupo Chaillupen 1 fue generado a partir de las 3 fisuras mencionadas previamente y se encuentra estratigráficamente bajo los depósitos piroclásticos de la Ignimbrita Pucón, por lo que su formación es anterior a la edad de estos depósitos (>3700 años; Moreno & Clavero, 2006). Por otra parte, el Subgrupo Chaillupen 2 fue generado solo a partir de la fisura de orientación NS, y no se encuentran cubiertas por depósitos de la Unidad 3, por lo que se estiman edades menores a 3700 años AP (Moreno & Clavero, 2006).

4. Antecedentes sobre las condiciones preeruptivas de la erupción Pucón y valores referenciales escogidos para las modelizaciones

Para estudiar y evaluar la generación de una erupción como la Pucón, es necesario analizar el comportamiento del ascenso de magma en el conducto del volcán Villarrica. Para esto, es fundamental obtener los diferentes parámetros asociados al sistema magmático, ya sean propios del magma, como su composición dada por el porcentaje en peso de los elementos mayoritarios, el contenido de agua, la temperatura del magma y el contenido cristalino inicial al momento de comenzar el ascenso, así como también parámetros específicos de la geometría del conducto volcánico, como el radio de éste y la profundidad en que se encuentra su inicio (techo de la cámara magmática).

Para obtener estos parámetros preeruptivos de referencia que se utilizaron como variables en las modelizaciones, con excepción del radio del conducto, se recurrió a los datos obtenidos por Lohmar (2008) en las diferentes campañas de terreno realizadas para su Tesis de Doctorado en Ciencias, mención Geología, donde obtuvo muestras de los diferentes productos emitidos por la erupción, que posteriormente fueron estudiados en laboratorio.

Lohmar (2008), hizo un estudio petrológico de los productos emitidos por diferentes eventos eruptivos del volcán Llaima y el volcán Villarrica, centrándose en erupciones muy explosivas que dejaron depósitos ignimbríticos, entre los cuales están la Ignimbrita Curacautín para el volcán Llaima y las Ignimbritas Licán y Pucón para el volcán Villarrica, así como también realizó el mismo estudio para eventos pre y postignimbrita.

4.1 Composición química

A partir del análisis de roca total efectuado en las muestras de los productos emitidos de la pre, syn, y postignimbrita Pucón, Lohmar (2008) realizó un total de 76 análisis de composición de elementos mayores en porcentaje en peso. Entre estos datos, 7 muestras son correspondientes al depósito preignimbrita Pucón, destacándose 5 muestras de flujos de lava (de las cuales 3 son genéticamente relacionadas con la ignimbrita Pucón y las 2 restantes son previas a esta erupción), oleadas piroclásticas y el flujo piroclástico Afunalhue. Para el depósito mismo de la ignimbrita, Lohmar (2008) realizó 56 análisis, 2 corresponden a la caída inicial de la erupción, 27 conforman a la unidad inferior P1 del depósito de la ignimbrita, y 27 pertenecen a muestras del miembro superior P2 de la ignimbrita. Las muestras del depósito postignimbrita corresponden a 13 de las 76 muestras estudiadas, donde 2 de ellas pertenecen al depósito de caída Chaimilla, y las 11 restantes corresponden a otros depósitos de caída y coladas de lava. Las tablas de análisis de roca total realizados por Lohmar (2008) se encuentran en el Anexo A.

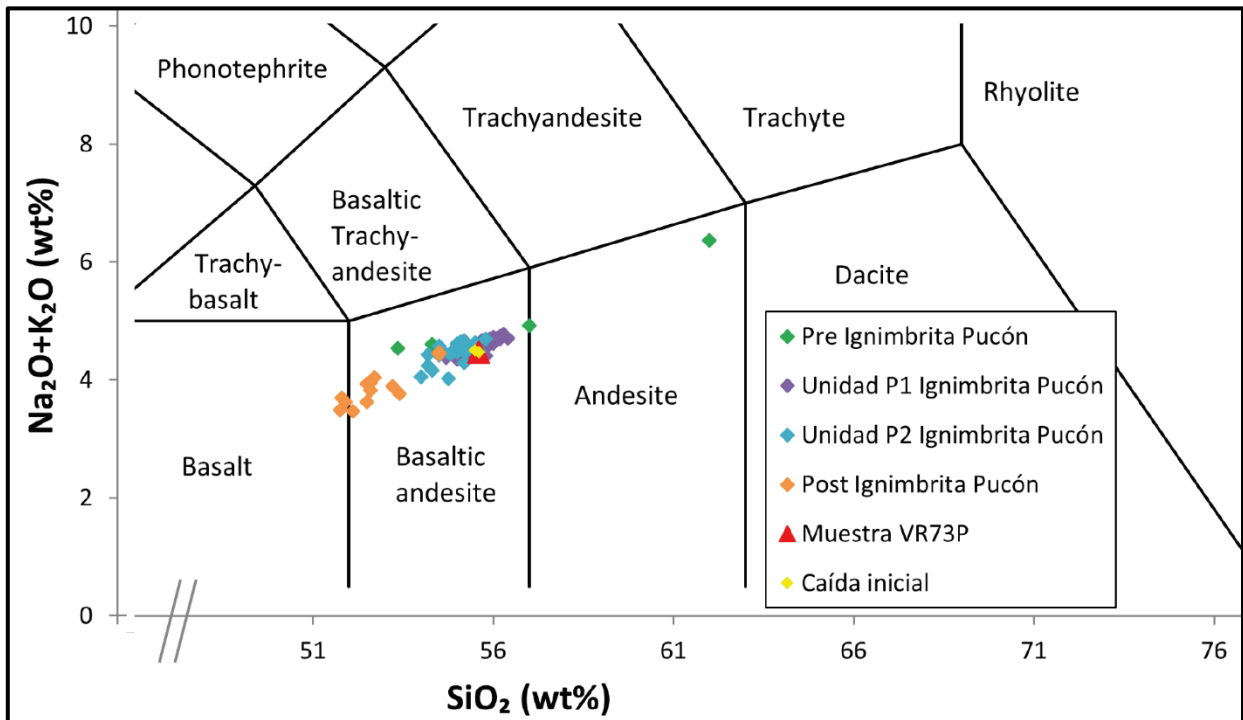


Figura 4.1. Diagrama Total Álcalis-Sílice correspondiente a las 3 fases asociadas a la erupción Pucón. La fase syneruptiva se ha dividido en las 2 unidades principales (P1 y P2). En rojo se observa la muestra VR73P, correspondiente a la muestra elegida para las modelizaciones. Datos tomados a partir de Lohmar (2008). Diagrama construido a partir de planilla Excel obtenido de Iacovino (2021), en base a estudio de Le Bas et al. (1986).

El diagrama de SiO₂ vs Álcalis creado a partir del trabajo de Le Bas et al. (1986; Figura 4.1), permite clasificar a las muestras obtenidas por Lohmar (2008) para la erupción Pucón como andesítica basálticas (54-56,4 wt% SiO₂), corroborando, de esta forma, la composición del magma de esta erupción expuesta por Clavero (1996) y Silva (2008). También se muestran los depósitos preignimbrita, que denota composiciones que pueden alcanzar hasta del tipo andesítico, mientras que las composiciones postignimbrita muestran un carácter composicional más máfico, llegando incluso a composiciones basálticas. Por otro lado, las muestras del depósito de caída inicial denotan un carácter composicional similar al de las unidades P1 y P2.

Las modelizaciones realizadas en Matlab fueron separadas según la fase de este proceso eruptivo, es decir, por pre, syn y postignimbrita. La fase más importante a estudiar de este evento corresponde a la fase misma de la ignimbrita, es decir, a las unidades P1 y P2. De las 56 muestras obtenidas por Lohmar (2008) para esta fase, se eligió la muestra que se consideró la más representativa del set a estudiar del miembro inferior P1. Para esto se obtuvo un promedio de la cantidad de SiO₂ wt% y de álcalis (Na₂O+K₂O wt%) de las 27 muestras de esta unidad P1 y se buscó aquella muestra que se acercara de mejor manera a este valor promedio, seleccionándose la muestra "VR73P" para las modelizaciones (Tabla 4.1).

Tabla 4.1 Resumen de composición de elementos mayoritarios de la muestra representativa de la unidad inferior P1 de la erupción Pucón 'VR73P'. PPC = Pérdida Por Calcinación.

Unidad	P1
Elementos Mayores	Muestra VR73P
SiO ₂	55,6
Al ₂ O ₃	16,7
Fe ₂ O ₃	10,1
MgO	3,75
CaO	8,06
TiO ₂	1,19
Na ₂ O	3,67
K ₂ O	0,8
MnO	0,17
P ₂ O ₅	0,22
PPC	0,34
Total	99,92

La muestra "VR73P" corresponde a una muestra de andesita basáltica (Figura 4.1), perteneciente al miembro inferior del depósito ignimbrítico, es decir, perteneciente a P1. Al observar las tablas de análisis de roca total reportadas por Lohmar (2008; Anexo 1), es posible apreciar que las muestras de la ignimbrita en sí, no se diferencian en gran cantidad, incluso para ambos miembros del depósito. La diferencia máxima, por ejemplo, en contenido de SiO₂ es de $\pm 2,4$ wt% y de álcalis de $\pm 0,84$ wt%. La mayor diferencia, además del contenido de sílice, es del contenido de Al₂O₃ y Fe₂O₃, que aun así sigue siendo baja, con $\pm 1,83$ y $\pm 1,9$ wt%, respectivamente. La muestra escogida para ser el objeto de las modelizaciones en términos de composición de elementos mayoritarios (VR73P), corresponde a una muestra representativa, al tener una diferencia de ± 1 wt% para el contenido de sílice con el promedio para esta erupción y $\pm 0,1$ wt% de diferencia para el resto de los elementos mayores.

Para estudiar las condiciones preruptivas que generaron esta erupción, Lohmar (2008) realiza un estudio petrográfico y mineralógico de los productos emitidos que permitieron estimar la temperatura del magma, el contenido de cristales, el contenido de H₂O disuelta y la profundidad del techo de la cámara magmática. Estos parámetros y los valores referenciales utilizados en las modelizaciones se resumen en las subsecciones 4.2, 4.3, 4.4, y 4.5.

4.2 Temperatura del magma

Los datos de temperatura del magma utilizados en las modelizaciones fueron recopilados de Lohmar (2008), siguiendo 3 metodologías a partir de su estudio petrográfico y mineralógico: Geotermómetro de dos piroxenos, a partir de los procedimientos de 3 autores: Lindsley (1983), Wells (1977) y Andersen et al. (1993). Sin embargo, esta metodología solo se utilizó para las muestras de oleada piroclástica con contenido de pómez, correspondiente a la fase preignimbrita, por lo que los valores obtenidos fueron descartados para las modelizaciones. Por otra parte, Lohmar (2008) realizó mediciones de temperatura con los geotermómetros olivino-líquido propuesto por Leeman (1978) y olivino-augita, propuesto por Loucks (1996). Las estimaciones de temperatura de cristalización de olivino para las diferentes unidades de las 3 fases estudiadas que hacen referencia a la erupción Pucón, obtenidas por Lohmar (2008), están resumidas en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2. Temperaturas obtenidas para los depósitos pre, syn y postignimbrita Pucón. Obtenido de Lohmar (2008).

Unidad (wt% SiO ₂ roca total)		Olivino-líquido: Leeman (1978) (± 50 °C)	Olivino-augita: Loucks (1996) (± 6 °C)	Dos piroxenos: Lindsley (1983) Wells (1977) (±70 °C) Andersen et al. (1993)
Preignimbrita	Lava (53 wt% SiO ₂)	1075	1047-1092	
	Flujo piroclástico Afunahue (57 wt% SiO ₂)	1016	1059-1098	
	Oleada piroclástica con pómez (63 wt% SiO ₂)			~950-1100 998-1043 913-948 (±53)
Ignimbrita Pucón	Unidad inferior P1 (Material juvenil; 55-56 wt% SiO ₂)	1029-1039	1083-1129	
	Unidad superior P2 (Material juvenil; 55-56 wt% SiO ₂)	1025-1035	1062-1162	
Postignimbrita	Depósito piroclástico de caída (Chaimilla; 53 wt% SiO ₂)	1032	1095-1116	
	Lavas cono principal (52-53 wt% SiO ₂)	1091	1109	
	Lavas centros adventicios Chaillupén (54 wt% SiO ₂)	1079	1086	
	Lavas centros adventicios Los Nevados (53 wt% SiO ₂)	1047	1115	

Para las modelizaciones, al utilizar una muestra correspondiente a la unidad inferior P1 de la ignimbrita, los valores de referencia utilizados se encuentran en el rango de 1029-1039 (± 50 °C) para el geotermómetro de olivino-líquido (Leeman, 1978) y entre 1083-1129 (± 6 °C) para el geotermómetro de olivino-augita (Loucks, 1996). Para las modelizaciones en que la variable intensiva a modificar fuera la temperatura, el rango de variación se fijó entre 1000 y 1200 °C para estudiar de mejor manera el comportamiento al abarcar un amplio espectro de variación de este parámetro, el cual incluye al rango obtenido para el miembro superior P2.

Se considera que la metodología de olivino-augita (Loucks, 1996) representa un mejor geotermómetro, debido a su bajo rango de error aleatorio (± 6 °C) y a que los cálculos realizados bajo este geotermómetro son válidos entre 800 y 1250 °C, y hasta un rango de presión de 10 kbar (Loucks, 1996). Por ello, en este trabajo se ha utilizado el rango que cae dentro de este espectro, tanto en temperatura como en presión.

4.3 Contenido inicial de H₂O disuelta

Para el contenido inicial de agua disuelta en el magma, Lohmar (2008) utilizó la metodología de equilibrio plagioclasa-líquido, propuesto por Housh & Luhr (1991), utilizando, principalmente, las temperaturas obtenidas por el geotermómetro de olivino-augita, con excepción de valores de temperatura obtenidos mediante el geotermómetro de los dos piroxenos, para la unidad de oleada piroclástica con pómez de la fase preignimbrítica, en la cual Lohmar (2008) obtuvo valores en un rango muy amplio, de entre 1,7 a 6,3 (wt%) de H₂O para esta unidad.

Los valores de contenido de agua obtenidos por Lohmar (2008) para las diferentes unidades de las 3 fases asociadas a la erupción Pucón se encuentran en la Tabla 4.3. Para efecto de las modelizaciones, en este trabajo se utilizaron los valores obtenidos para las unidades P1 y P2, entre 3 y 4,6 wt% H₂O, y para estudiar su comportamiento en las modelizaciones de ascenso de magma se abarcó un rango mayor de 3 a 5 wt% de H₂O inicial.

Tabla 4.3. Contenidos de agua en los depósitos pre, syn y postignimbrítica Pucón. PI-RT (plagioclasa-roca total) se refiere a cálculos realizados entre los centros de los fenocristales de plagioclasa y la roca total. T= temperatura. Obtenido de Lohmar (2008).

Unidad (wt% SiO ₂ roca total)		Temperatura (°C) utilizada para cálculo de Housh & Luhr (1991)	H ₂ O (wt%) Equilibrio plagioclasa-líquido (Housh & Luhr, 1991)
Preignimbrítica	Lava (53 wt% SiO ₂)	1041-1098 (Loucks)	4-5
	Oleada piroclástica con pómez (63 wt% SiO ₂)	860-1001 (QUILF) 928-1113 (Wells)	3,3-6,3 (QUILF) 1,7-4,7 (Wells)
Ignimbrítica Pucón	Unidad inferior P1 (Material juvenil; 55-56 wt% SiO ₂)	1077-1135 (Loucks)	3,2-4
	Unidad superior P2 (Material juvenil; 55-56 wt% SiO ₂)	1056-1168 (Loucks)	3-4,6
Postignimbrítica	Depósito piroclástico de caída (Chaimilla; 53 wt% SiO ₂)	1089-1122 (Loucks)	3,8-4,4
	Lavas cono principal (52-53 wt% SiO ₂)	1103-1115 (Loucks)	3,8-3,9

Este contenido de agua inicial disuelta en el magma calculado por Lohmar (2008), es un parámetro estimado que sirve como aproximación al contenido efectivo para las modelizaciones. La metodología utilizada en dicho trabajo fue la de un higrómetro plagioclasa-líquido, postulado por Housh & Luhr (1991), quienes hacen un estudio sobre muestras de roca de composición andesítica y basáltica con contenido de plagioclasa cristalizada en un rango de presión de 1 a 4 kbar. Las muestras obtenidas por Lohmar (2008) corresponden al mismo rango de composición y con un rango de presión de cristalización de fases minerales que es ≤ 2 kbar, por lo que la metodología utilizada se correspondería con el caso de estudio. Housh & Luhr (1991) utilizan expresiones que relacionan la temperatura del sistema con el contenido de agua en el líquido, a partir de un valor de temperatura obtenido independientemente (Lohmar, 2008). De esta forma, la temperatura utilizada para el cálculo de contenido de H₂O, mediante el higrómetro plagioclasa-líquido, corresponde a los valores de temperatura obtenidos por la metodología del geotermómetro olivino-augita, propuesto por Loucks (1996). Por otro lado, el hecho de utilizar una metodología de equilibrio entre plagioclasa con el líquido usando temperaturas obtenidas para asociaciones entre olivino y piroxeno podría ser poco consistente, dadas las diferentes fases minerales utilizadas en cada metodología. Sin embargo, a través de la obtención de imágenes SEM mediante BSE por Lohmar (2008; Figura 4.2), se puede apreciar que los cristales de olivino también se encuentran en asociación con plagioclasa y con piroxeno, por lo que se espera y asume que en el resto de las muestras estudiadas por Lohmar (2008) haya una asociación entre estas 3 fases minerales, es decir, se encuentren en un mismo cúmulo cristalino, respaldando la utilización de esta metodología.

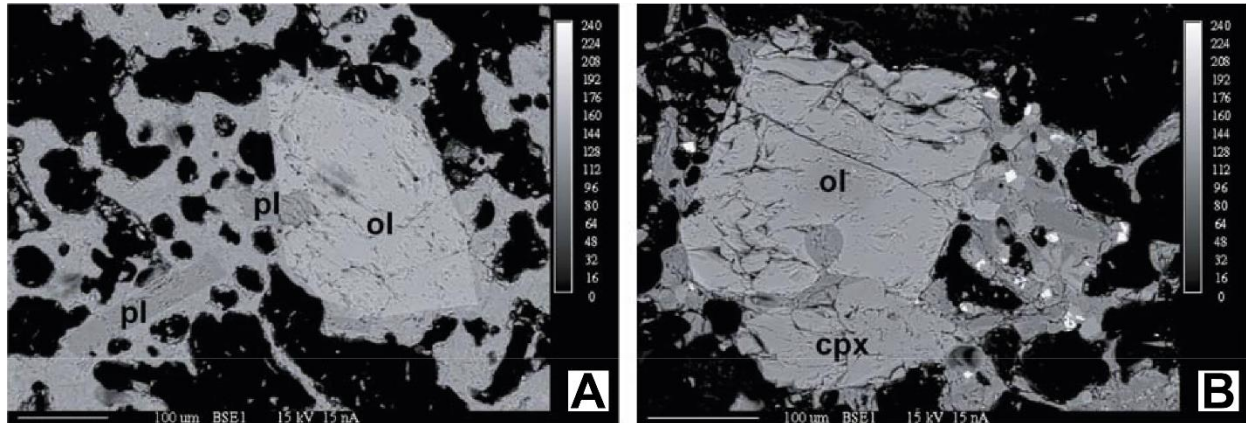


Figura 4.2. Imágenes de electrones retrodispersados de material juvenil de la ignimbrita Pucón. A) Cristales euhedrales, limpios y relativamente pequeños de plagioclasa, asociados con olivino en P1. B) Fenocristal de olivino con bordes parcialmente embahados (P2). Obtenido de Lohmar (2008).

Finalmente, esta metodología de equilibrio plagioclasa-líquido, bajo condiciones óptimas, genera un rango de error de entre 0,33-0,54 wt% en el contenido final de agua, por lo que el rango final escogido para las modelizaciones en este trabajo es de entre un 3 y un 5 wt% de H₂O, encontrándose dentro del rango de error calculado por Lohmar (2008).

4.4 Contenido inicial de cristales

Para obtener valores de contenido inicial de cristales en el magma al momento de iniciar la erupción, Lohmar (2008) analizó la mineralogía asociada a los productos emitidos por las diferentes unidades de las 3 fases de la erupción Pucón, separando la mineralogía entre fenocristales + microfenocristales y masa fundamental. Ésta última considera microlitos + vidrio, donde se normalizaron estos valores a un porcentaje en volumen sin vesículas, obteniendo los resultados expuestos en la Tabla 4.4.

Tabla 4.4 Principales características petrográficas de los depósitos pre, syn y postignimbrita Pucón (IP). FP= flujo piroclástico, OP= oleada piroclástica, Mf= masa fundamental. Obtenido y modificado de Lohmar (2008).

Unidad	Tipo	Composición	% vesículas	Mineralogía (vol.%, reclutado libre de vesículas)												Observaciones
				Feno y microfenocristales						Masa fundamental						
				PI	OI	Px	Mag	Total	PI	OI	Px	Mag	Vidrio	Total		
Preignimbrita	Lavas	Lava	Andesítica-basáltica (53-54 wt% SiO ₂)	10	14	6	≤1 (cpx)	0	20	42	5	10 (cpx)	18	5	80	Fenocristales de ol localmente rodeados por px
	FP Afunahue	Bomba	Andesítica (57 wt% SiO ₂)	40	2	≤0,5	<0,5 (cpx)	0	20	42	5	12 (cpx)	9	30	98	
	OP con pómez	Lapilli pumíceo	Dacítica (63 wt% SiO ₂)	35	≤0,6	0-0,3	≤0,6 (cpx y opx)	≤0,1	≤1,6	0,6-9,8	0	1-3 (cpx)	0,4-1	84,6-98	98,4-100	Ap. Sulfuros de Fe en mag y px
Ignimbrita Pucón	Unidad inferior P1	Bombas y lapilli escoriáceo	Andesítica-basáltica (55-56 wt% SiO ₂)	45-50	4-11	1-2	1-4	<1	6-14	26-43	0-4	7-13 (cpx)	3-14	17-45	86-94	Escaso material xenolítico
	Unidad superior P2	Bombas y lapilli escoriáceo	Andesítica-basáltica (55-56 wt% SiO ₂)	20-50	5-7	1-2	1-2	<1	8-10	22-44	3-5	4-9 (cpx)	4-17	25-54	90-92	Abundantes xenolitos plutónicos y volcánicos. Xenocristales de qz
Postignimbrita	Depósito de caída Chaimilla	Lapilli escoriáceo	Andesítica-basáltica (53 wt% SiO ₂)	20	12	3	2	0	19	45	4	0	4	28	81	
	Lavas cono principal	Lava	Andesítica-basáltica (52-53 wt% SiO ₂)	0-5	11-15	3-5	0-2	0	16-20	45-49	4-5	11-15 (cpx)	15-19	3	80-84	Fenocristales de ol rodeados por px.
	Lavas centro adventicio Chaillupén	Lava	Andesítica-basáltica (54 wt% SiO ₂)	3	14	3	3	0	20	52	4	16 (cpx)	4	4	80	
	Lavas centro adventicio Los Nevados	Lava y bomba escoriáceo del mismo cono	Andesítica-basáltica (53 wt% SiO ₂)	0 (lava) 50 (bomba)	17-18	1	1-5	0	20-25	40-49	8	15-16 (cpx)	4	0 (lava) 12 (bomba)	75-80	

Para efectos de la modelización en este trabajo, en la unidad inferior P1 el contenido de fenocristales y microfenocristales es de un 6 a 14 vol.%, y por ende un contenido de masa fundamental entre 86 y 94 vol.%, y dentro de ésta, el contenido de microlitos corresponde entre 36 a un 74 vol.%. Debido a que los cálculos de viscosidad y densidad se basan en todo el contenido cristalino, es necesario, además de los fenocristales y microfenocristales, considerar este contenido microlítico de la masa fundamental. Es por esto, que el rango final de variación del contenido cristalino se considera desde solo el contenido de fenocristales + microfenocristales, hasta el contenido de fenocristales + microfenocristales + microlitos. Por otra parte, se debe tener en cuenta que no todo el contenido microlítico es de carácter preeruptivo, hay una componente importante de

cristalización syneruptiva y posteruptiva, por lo que no se puede considerar el 100% de microlitos en el contenido inicial de cristales.

Dado esto, se decidió abarcar un rango referencial para analizar el comportamiento de las modelizaciones con este contenido cristalino dado por estos extremos recién mencionados, sin perjudicar al modelo debido a inconsistencias reológicas por sobrestimar este factor, es decir, sin superar al valor del empaquetamiento máximo del magma. Es por esto que para las modelizaciones en este trabajo se ha considerado que el contenido de cristales iniciales del magma varía entre un 10 y un 54 vol. %.

4.5 Presión

La presión al inicio del conducto volcánico representa una variable de gran importancia para un sistema magmático, debido a que determina el ascenso de magma en el conducto y, a su vez, está relacionada a la solubilidad de los volátiles en el magma y al proceso de cristalización de fases minerales. Esta presión se ha asociado, principalmente, a 2 factores en las modelizaciones de este trabajo: la profundidad en que se encuentra el techo de la cámara magmática, es decir, el inicio del conducto volcánico, y la sobrepresión dentro de la cámara magmática.

Para estimar la profundidad del techo de la cámara magmática, Lohmar (2008) realiza una comparación de contenido de Al y Ti en clinopiroxenos con otros estudios experimentales en rocas de composición similar a las de la erupción Pucón, estimando cuantitativamente el valor de la presión del sistema al momento de cristalizar esta fase mineral. Esto debido a que Gupta et al. (1973) y Campbell & Borley (1974) han demostrado, experimentalmente, que existe una relación inversa entre la actividad de SiO₂ en el magma y el contenido de Ti y Al en el piroxeno que precipita (Lohmar, 2008). Los resultados de Lohmar (2008) exponen que las presiones de cristalización de esta fase mineral abarcan valores que son menores o igual a 2 kbar (~200 MPa), lo que ha estimado como un rango de profundidad menor o igual a 7 km.

Para efectos de la modelización en este trabajo, se ha considerado un rango entre 7 y 3 km de profundidad para el techo de la cámara magmática. Valores menores a 3 km son poco probables de darse debido a la morfometría del volcán Villarrica, ya que se estaría considerando que la cámara magmática podría encontrarse dentro del propio edificio volcánico.

La presión del sistema está asociada a la presión litostática, la cual está directamente relacionada a la profundidad del techo de la cámara magmática y a la densidad de la corteza de la zona a estudiar, que en este caso, para la Zona Volcánica Sur, y específicamente el área circundante al volcán Villarrica, corresponde a una composición del tipo andesítica basáltica (Moreno & Clavero, 2006). Malfait et al. (2014) realizaron un estudio sobre densidades de fundidos andesíticos en condiciones anhidras e hidratadas, para diferentes valores de presión, donde encontraron que para contenido de agua entre 5 wt% y anhidro, y valores de presión menores a 2 kbar, se tenían densidades entre 2250 y 2400 aproximadamente. Es por esto que el valor de densidad utilizada en las

modelizaciones de este trabajo se fijó en 2600 kg/m^3 como una medida aproximada de la densidad de una roca ligeramente menos diferenciada, es decir, andesítica basáltica.

El segundo parámetro corresponde a la sobrepresión dentro de la cámara magmática. En este caso, uno de los componentes más influyentes es la exsolución de volátiles, donde el valor de sobrepresión podría verse modificado si es que en la cámara magmática ya se encuentra un cierto porcentaje de H_2O exsuelto, dado por la cantidad de burbujas generadas. Dada esta posibilidad, se decidió utilizar en este trabajo un único valor de 20 MPa para el análisis de sensibilidad, y abarcar un rango entre 0 y 30 MPa para las modelizaciones finales de condiciones preeruptivas, con el fin de observar el comportamiento del ascenso de magma con respecto a este parámetro.

4.6 Radio del conducto volcánico

El radio del conducto volcánico es el parámetro más difícil de estimar, debido a que no es posible obtener un valor directo de la literatura, ya que la geometría de un conducto volcánico es muy difícil que sea constante entre volcanes, aunque sean de composiciones similares, ya que hay muchas variables que tomar en cuenta, como el contexto tectonomagmático, el ambiente de generación de magma, el registro eruptivo que ha tenido el volcán, etc. Incluso, para un mismo volcán, puede que las dimensiones del radio del conducto no sean las mismas a lo largo del tiempo para diferentes erupciones, especialmente si se tiene en cuenta que dicho volcán ha presentado episodios muy explosivos en su registro eruptivo, ya que este tipo de eventos pueden producir colapsos, tanto en el edificio volcánico, como en las paredes del conducto.

En este sentido, Aravena et al. (2017, 2018), hicieron un estudio sobre el radio mínimo del conducto que un volcán debe tener para generar una erupción que mantendrá a este conducto de manera estable, en función del contenido de agua del magma y de la presión en el inicio del conducto volcánico, para diferentes composiciones de magma (Figura 4.3). Si bien Aravena et al. (2017, 2018) en sus estudios abarcaron composiciones que no se acercan del todo correctamente a las composiciones del magma que generó a la Ignimbrita Pucón, es posible estimar el valor del radio del conducto en base a los resultados obtenidos para magmas de composiciones fonolíticas y traquíticas, ya que estos corresponden a composiciones que se podrían asociar a las de andesítica basáltica correspondientes a la de este estudio. La diferencia a destacar es que las composiciones traquíticas y fonolíticas poseen un mayor contenido de álcalis, pero en términos de contenido en SiO_2 , son más similares que sus contrapartes dacítica/riolítica, donde este parámetro pareciera ser el más sensible al cambio de resultados de radio de conducto estable. Es por esto que los valores de radio obtenidos a partir de dicho trabajo suponen un punto de partida para estimar este parámetro en las modelizaciones de ascenso de magma de este trabajo.

En primer lugar, se supuso un conducto volcánico de radio constante y sección transversal circular, es decir, un cilindro de radio r . Por otra parte, en las modelizaciones de análisis de sensibilidad, se fijó un valor de la sobrepresión en la cámara magmática de 20 MPa como referencia, por lo que los valores de presión al inicio del conducto volcánico, considerando valores de profundidad de éste, entre 7 y 3 km, varían entre los

105 y 220 MPa. Por otra parte, como se explicó en el apartado de contenido de H₂O inicial disuelta, el valor referencial de contenido de agua para el magma es de 3-5 wt%. En este sentido, a partir de los gráficos (a) y (b) de la Figura 4.3, se estimó un valor referencial del radio del conducto volcánico para magmas de composición química similar al de la erupción Pucón, obteniendo un rango entre 2 y 14 m de radio. Sin embargo, en las modelizaciones iniciales de este trabajo se obtuvieron resultados poco coherentes con radios entre 2 y 3 m en términos de la tasa eruptiva asociada, por lo que, en definitiva, se abarcó un rango de valores entre 5 y 20 m de radio del conducto volcánico.

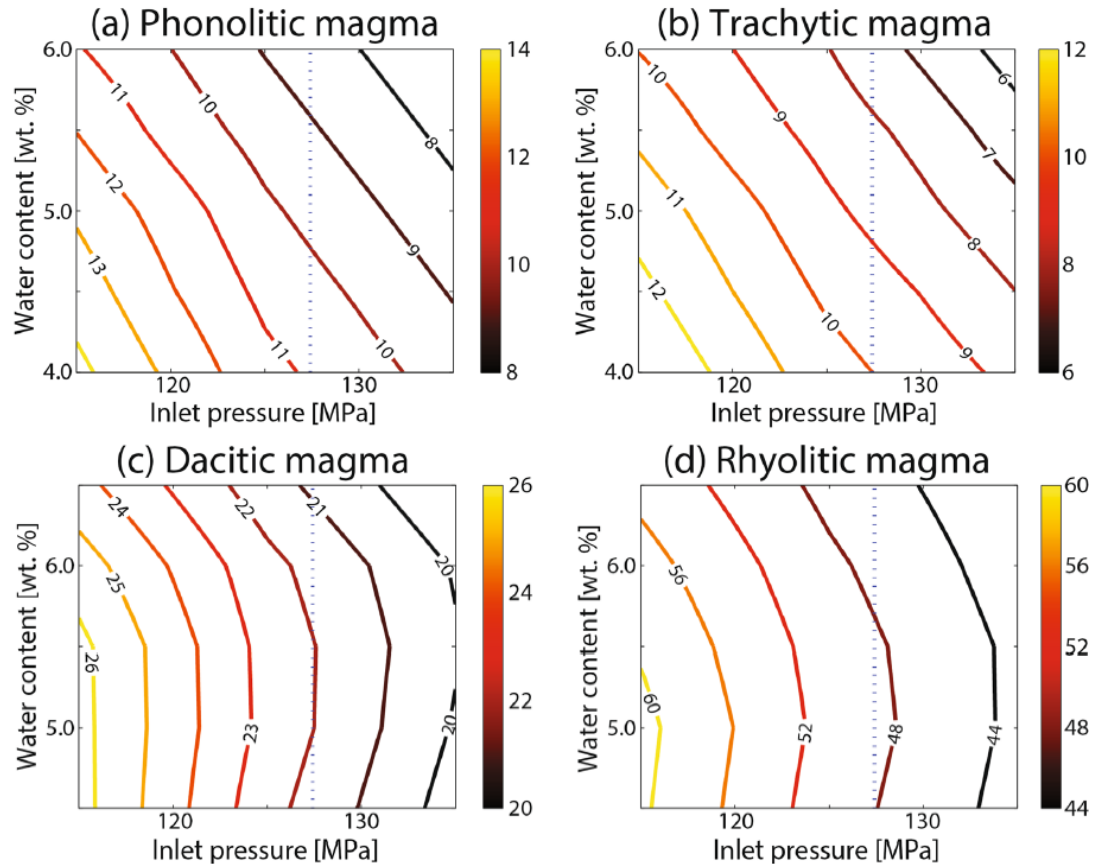


Figura 4.3 *Isolneas de radio crítico para estabilidad de las paredes del conducto volcánico, en función del contenido de H₂O y la presión en la entrada del conducto, para magmas de composición a) fonolítica, b) traquítica, c) dacítica y d) riolítica. Obtenido de Aravena et al. (2018).*

Finalmente, en la Tabla 4.5 se expone un resumen de los parámetros utilizados a partir de los trabajos de Lohmar (2008) y Aravena et al. (2017, 2018), así como los rangos en que se basaron las modelizaciones a partir de estas variables obtenidas.

Tabla 4.5 Resumen de los valores de parámetros preruptivos utilizado a partir de los trabajos de Lohmar (2008) (*) y Aravena et al. (2017, 2018) (**), así como los rangos de valores utilizados para las modelizaciones.

Parámetro	Valores referenciales obtenidos de la literatura	Rango de valores utilizados para la modelización
H ₂ O inicial disuelta en el magma (wt%) *	3 – 4,6	3 – 5
Temperatura del magma (°C) *	1077 - 1135	1000 - 1200
Profundidad del techo de cámara magmática (km) *	<7	7 - 3
Contenido de cristales inicial (vol.%) *	6 - 77	10 - 54
Radio del conducto volcánico (m) **	2 - 14	5 – 20

5. Resultados

5.1 Análisis de sensibilidad

El primer paso para realizar el análisis de sensibilidad fue el de generar un caso base para las modelizaciones, con el fin de tener un set de parámetros de entrada que estuviera siempre fijo, y así poder analizar la variación en la tasa eruptiva bajo la influencia de una sola variable, la cual sería el objeto de estudio.

Para esto se tomaron las composiciones de elementos mayoritarios de la muestra "VR73P" (Tabla 4.1) y un set de parámetros referenciales para las modelizaciones, correspondientes a: 1) contenido de agua inicial disuelta en el magma de un 3,2 wt%, equivalente al menor valor dado para la unidad inferior P1 de la erupción. 2) contenido de cristales inicial de 42 vol.%, dado por el contenido de fenocristales y microfenocristales más el contenido menor de microlitos de la masa fundamental. 3) temperatura del magma de 1077°C, equivalente al valor mínimo de temperatura para esta unidad. 4) una profundidad del techo de la cámara magmática de 7000 m, correspondiente al valor superior (más profundo) del rango encontrado por Lohmar (2008) para este parámetro. 5) un radio de conducto de 5 m, que corresponde a uno de los valores mínimos encontrados para este parámetro. El resumen de estos parámetros utilizados como caso base se encuentran en la Tabla 5.1.

Las modelizaciones, por tanto, consistieron en tener un parámetro variable, el cual sería el objeto de estudio, por ejemplo, el radio del conducto (variándolo de 5 a 20 m). Luego, se dejaron fijos los parámetros del caso base, y posteriormente para cada modelización se varió únicamente uno de los otros cuatro parámetros restantes en el rango de valores establecido en la Tabla 5.1. Por ejemplo, estudiar los cambios de la tasa eruptiva para el radio del conducto entre 5 a 20 m, variando el contenido de agua en 3,6, 4, 4,5 y 5 wt%, mientras que los otros parámetros corresponden al caso base, de un contenido de cristales de 42 vol.%, temperatura de 1077 °C y profundidad del techo de la cámara de 7000 m.

Cada modelización con un valor específico de parámetro, corresponde a un caso distinto, obteniendo un valor de tasa eruptiva para cada uno de éstos, donde el global de casos de contenido de agua sería analizado posteriormente, generando, además, un resultado promedio para las tasas eruptivas obtenidas, su amplitud (diferencia entre el máximo valor y el mínimo) y su desviación estándar. Las tablas de resultados de las modelizaciones correspondientes al análisis de sensibilidad, con el orden de cada caso y al variar los parámetros recién descritos, se encuentran en el Anexo B, y los resultados gráficos de la tasa eruptiva para cada set de casos son mostrados en la Figura 5.1 a Figura 5.5.

Tabla 5.1 Resumen de los parámetros preeruptivos utilizados para el caso base y el conjunto de valores utilizados al dejar fijo el parámetro en estudio.

Parámetro	Valores de referencia Caso Base	Valores utilizados al dejar fijo el parámetro
H ₂ O inicial disuelta en el magma (wt%)	3,2	3,2 - 3,6 - 4 - 4,5 - 5
Temperatura del magma (°C)	1077	1000 - 1050 - 1077 - 1100 - 1150
Profundidad del techo de cámara magmática (km)	7	7 - 6 - 5 - 4 - 3
Contenido de cristales inicial (vol.%)	42	20 - 24 - 28 - 32 - 36 - 40 - 42 - 46 - 50 - 54
Radio del conducto volcánico (m)	5	5 - 8 - 11 - 14 - 17 - 20

5.1.1 Variación de parámetros prerruptivos

Contenido de agua inicial disuelta

Para el caso del contenido inicial de H₂O disuelta, se puede apreciar que a medida que aumenta este parámetro, también aumenta la tasa eruptiva. Sin embargo, no existe una diferencia significativa en este aumento de la tasa eruptiva para las variaciones de contenido cristalino, temperatura del magma y profundidad del techo de la cámara, como si se manifiesta para el radio del conducto. La tasa eruptiva presenta valores altos al ser el radio del conducto volcánico el parámetro a modificar, lo que evidenciaría una alta influencia en la tasa eruptiva. Además, mientras más alto es el valor de este parámetro, más grande es la variación de la tasa eruptiva según el contenido de agua inicial disuelta (Figura 5.1).

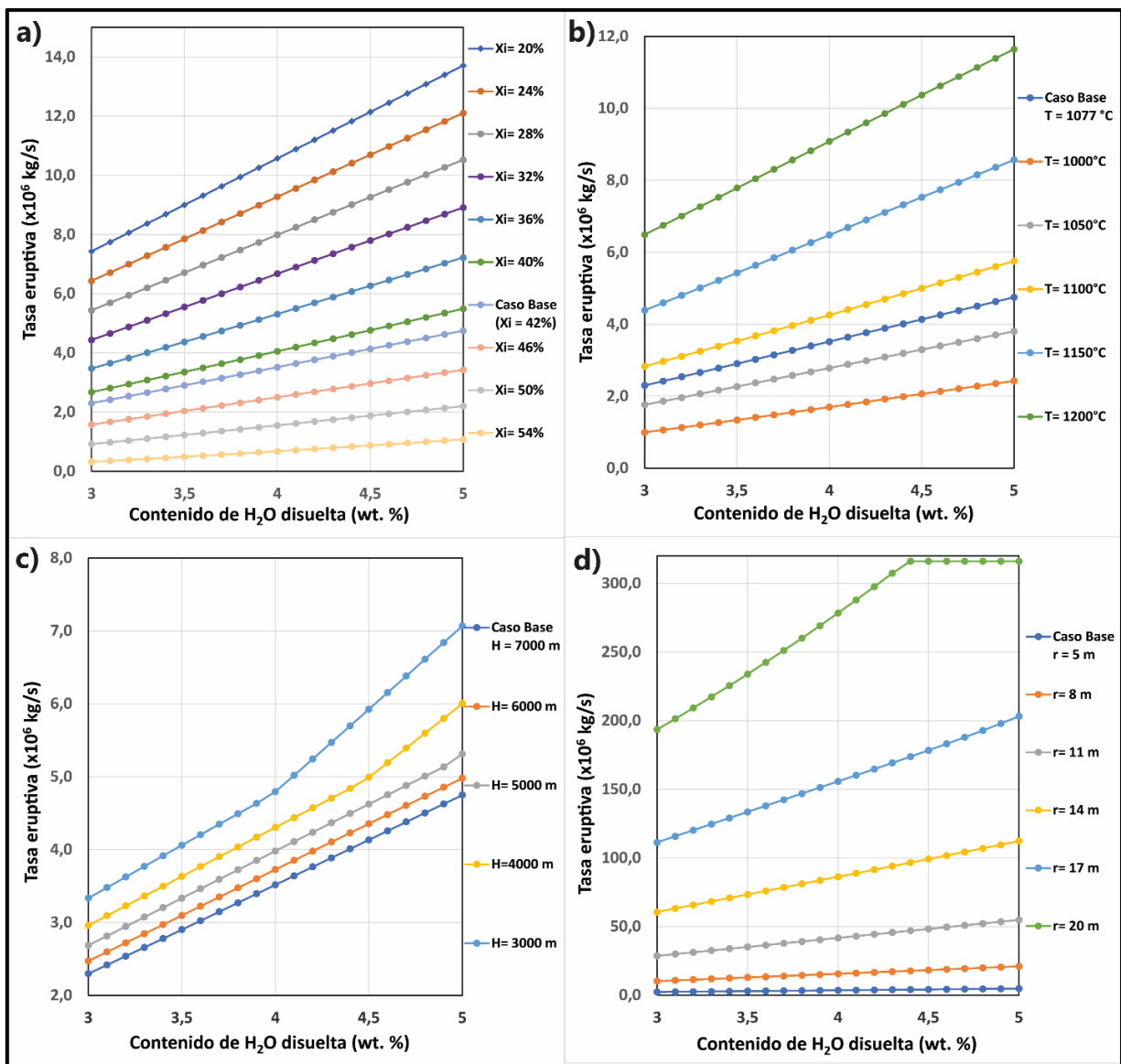


Figura 5.1. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función del contenido de H₂O inicial disuelta, para los casos de variación de a) contenido inicial de cristales, b) temperatura del magma, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) el radio del conducto volcánico.

Temperatura del magma

Para el caso de la temperatura del magma, se puede apreciar que todos los parámetros muestran una variación de tasa eruptiva que posee una tendencia exponencial, lo que demuestra una alta influencia de este parámetro con respecto a la tasa eruptiva, en especial para el caso del radio del conducto volcánico, donde se alcanzan tasas eruptivas hasta 10 veces más altas que con respecto a los otros parámetros preeruptivos. Además, se aprecia de la

Figura 5.2, que a partir de cierto valor de radio del conducto volcánico, la tasa eruptiva tiende a mantenerse constante con un contenido inicial de cristales bajo (20-24 vol.%) y a altas temperaturas del magma (>1100 °C), si es que el radio del conducto aumentara.

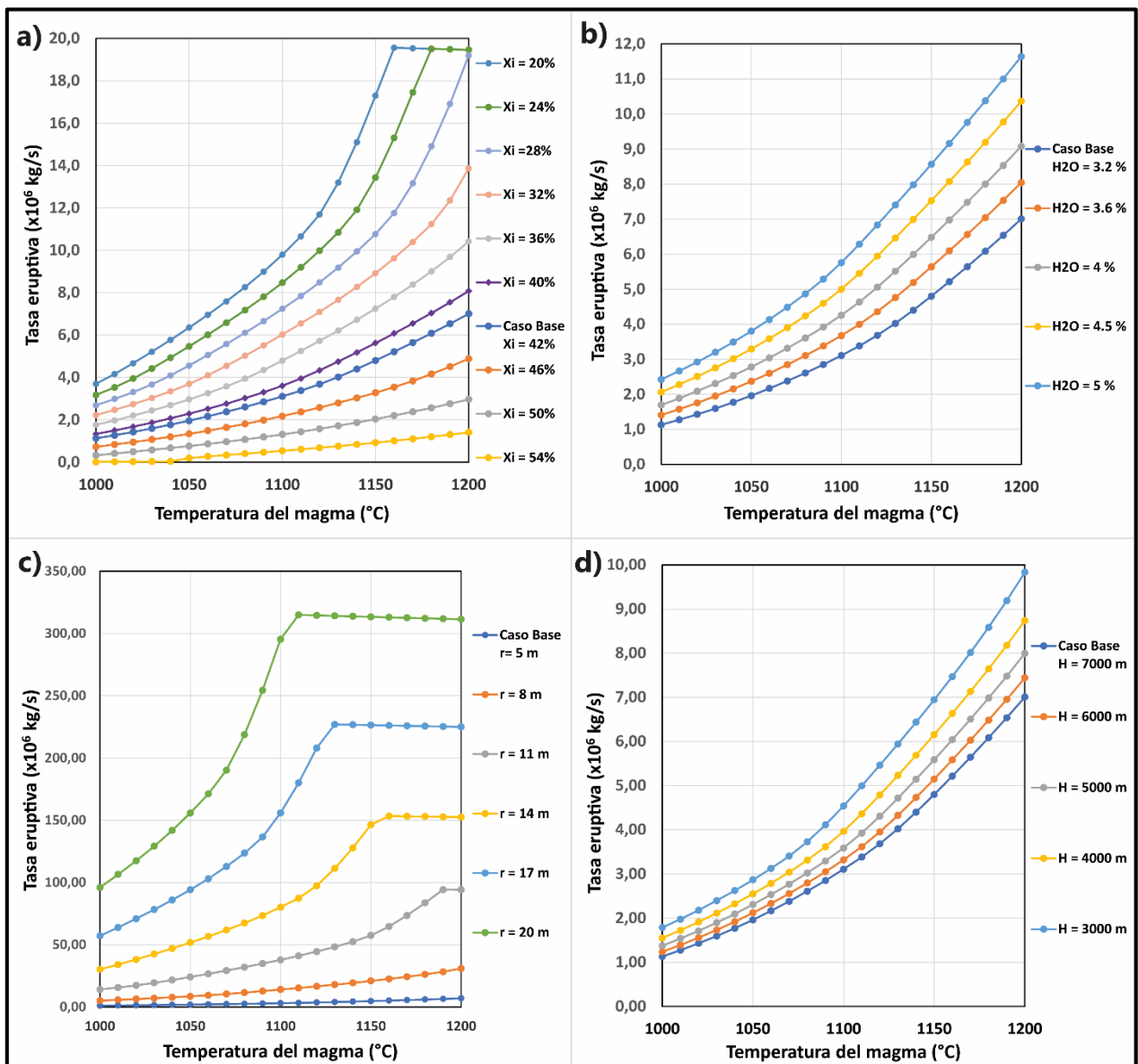


Figura 5.2. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función de la temperatura del magma, para los casos de variación de a) contenido inicial de cristales, b) contenido inicial de H₂O disuelta, c) el radio del conducto volcánico, y d) profundidad del techo de la cámara magmática.

Radio del conducto volcánico

El radio del conducto volcánico muestra notorias diferencias de la tasa eruptiva para todos los parámetros en todas sus variaciones. También se puede apreciar una tendencia altamente creciente de la tasa eruptiva que evoluciona fuertemente al aumentar el valor de este parámetro. Por ejemplo, con un aumento en el radio del conducto de 10 a 20 m, la tasa eruptiva aumenta entre 9 a 10 veces, para los otros cuatro parámetros preruptivos (Figura 5.3).

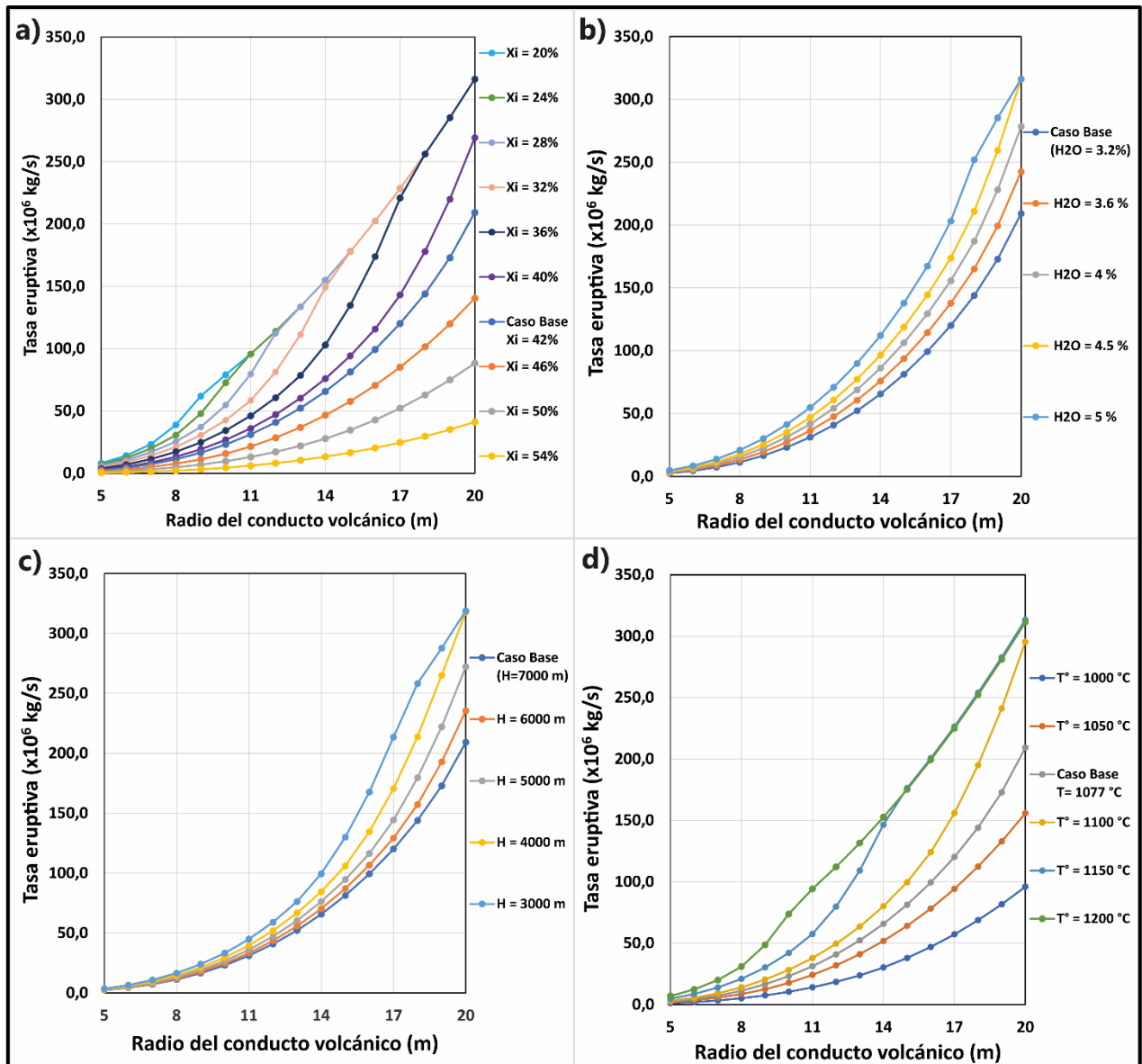


Figura 5.3. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función del radio del conducto volcánico, para los casos de variación de a) contenido inicial de cristales, b) contenido inicial de H₂O disuelta, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) temperatura del magma.

Contenido inicial de cristales

El contenido inicial de cristales del magma presenta poca variación con respecto a los otros parámetros, donde a mayor contenido cristalino la tasa eruptiva cambia bastante, debido al cambio en la reología del fundido. Nuevamente las variaciones más significativas ocurren con los cambios en el radio del conducto, donde se aprecia que dependiendo del valor del radio, la tasa eruptiva se mantiene constante hasta cierta fracción de cristales, y luego comienza a descender (Figura 5.4).

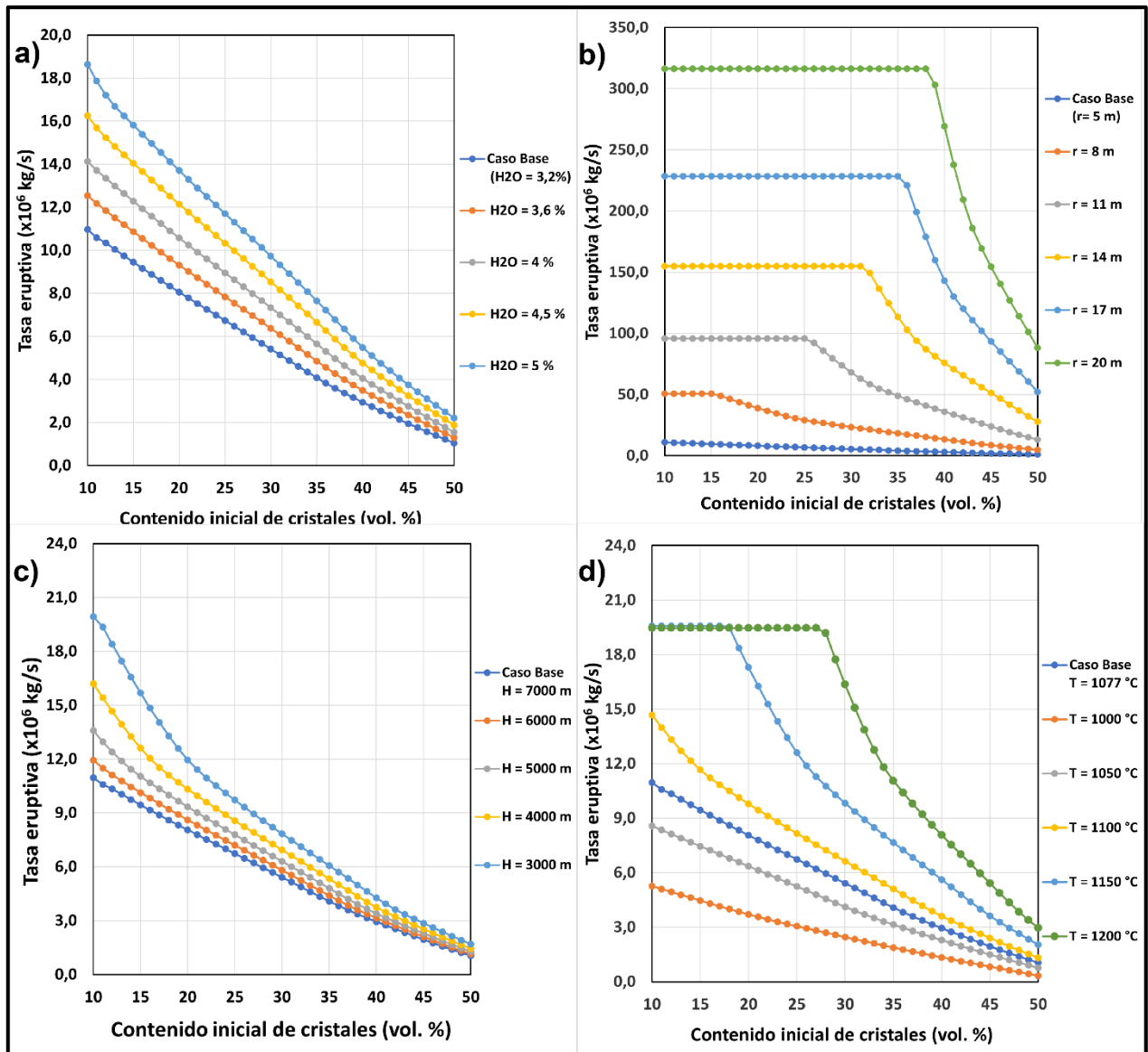


Figura 5.4. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función del contenido inicial de cristales, para los casos de variación de a) contenido inicial de H_2O disuelta, b) el radio del conducto volcánico, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) temperatura del magma.

Profundidad del techo de la cámara magmática

Los cambios en la tasa eruptiva debido a los cambios en la profundidad del techo de la cámara magmática no son tan notorios como en los otros parámetros, viéndose también la tendencia exponencial en los resultados de tasa eruptiva, pero poco marcada. Por otro lado, nuevamente se tiene una variación significativa en la tasa eruptiva para valores altos del radio del conducto volcánico, donde a partir de 17 m de radio se pueden apreciar los cambios más notorios y que sobrepasan los 10^8 kg/s de tasa eruptiva (Figura 5.5).

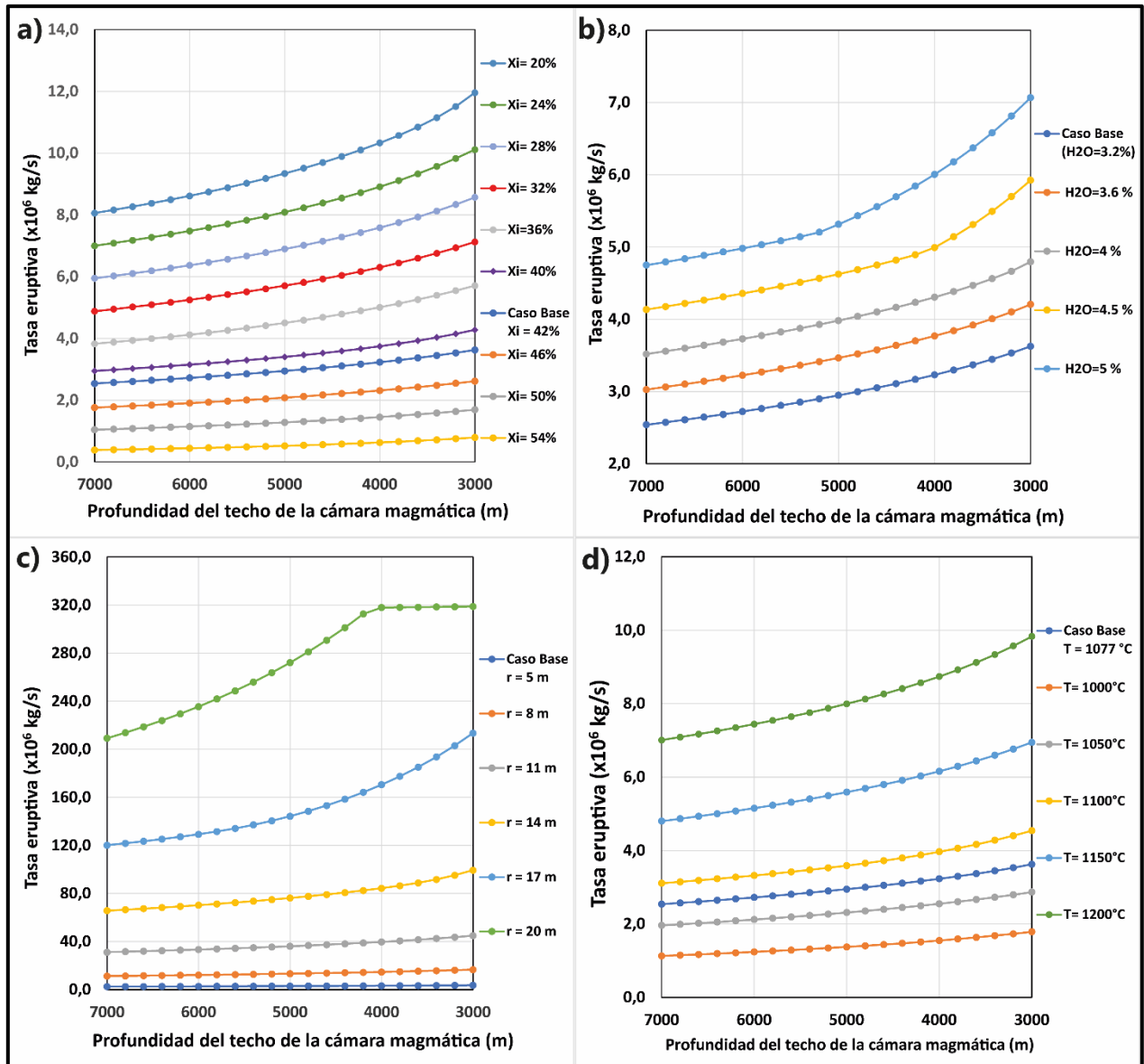


Figura 5.5. Resultados de la tasa eruptiva para el análisis de sensibilidad en función de la profundidad del techo de la cámara magmática, para los casos de variación de a) contenido inicial de cristales, b) contenido inicial de H₂O disuelta, c) el radio del conducto volcánico, y d) temperatura del magma.

5.1.2 Variación normalizada de parámetros preeruptivos

Luego de obtener estos resultados, se requería analizar la variación en la tasa eruptiva a medida que se variaba el parámetro a estudiar para los diferentes sets de parámetros, y no tan solo la magnitud de este valor de salida. Es por esto que se decidió realizar una normalización de los resultados obtenidos, y así poder ver de manera explícita cual es el factor que más afectaba a la tasa eruptiva y por ende al estilo eruptivo. Para cada modelización, el valor de tasa eruptiva obtenida se normalizó con respecto a su valor mínimo del rango de valores dado para las modelizaciones (Tabla 4.5): los resultados para la variación de contenido de agua se normalizaron a $H_2O = 3 \text{ wt\%}$, los resultados de temperatura se normalizaron a $T = 1000 \text{ °C}$, el contenido inicial de cristales fue normalizado a $X_i = 10 \text{ vol.\%}$, el radio del conducto volcánico fue normalizado a $r = 5 \text{ m}$, y los resultados de la variación con respecto a la profundidad del techo de la cámara magmática fueron normalizados a $H = 7000 \text{ m}$. Esto, con el fin de ver cómo era la evolución de la tasa eruptiva al aumentar o disminuir el parámetro a estudiar. Los resultados numéricos normalizados se encuentran en el Anexo C.

A partir de los resultados normalizados de la variación de la tasa eruptiva para un parámetro, se puede graficar su comportamiento con los diferentes casos, con el fin de comparar esta variación entre diferentes parámetros, utilizando, además, una escala semilogarítmica, como se puede apreciar en las Figura 5.6 a Figura 5.10.

Contenido de agua inicial disuelta

La variación de la tasa eruptiva con respecto al contenido de agua inicial disuelta muestra pequeños cambios para todos los parámetros fijados, por lo que no hay una evolución notoria con respecto al aumento del contenido inicial de agua disuelta para la tasa eruptiva, la cual aumenta menos de medio orden de magnitud (Figura 5.6).

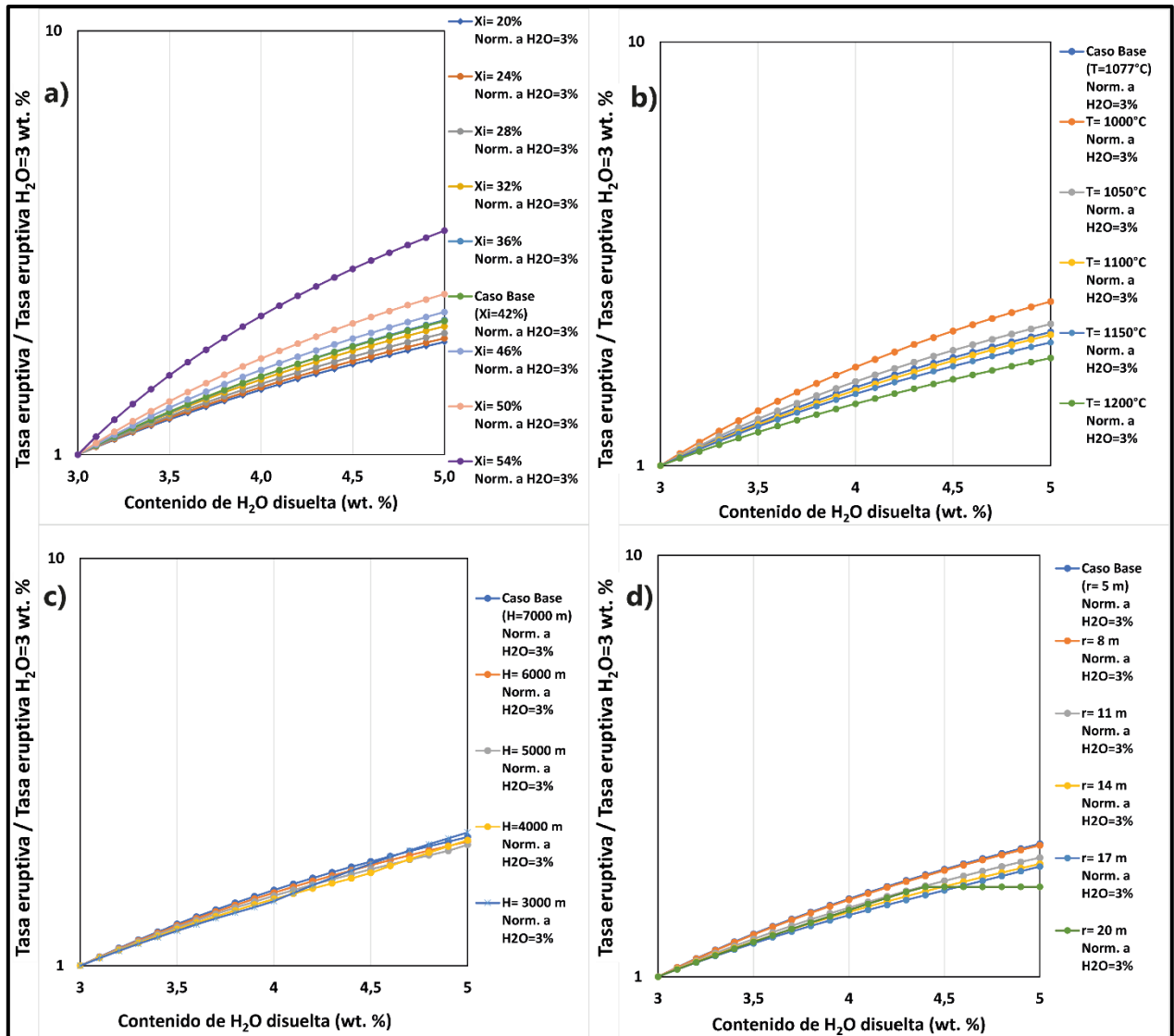


Figura 5.6. Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de $H_2O=3$ wt%), para el contenido de agua inicial disuelta, para a) contenido inicial de cristales, b) temperatura del magma, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) radio del conducto volcánico.

Temperatura del magma

La temperatura del magma muestra cambios notorios para la variación de la tasa eruptiva conforme cambia esta variable. Por otra parte, se tiene una variación considerable para el caso de 54 vol.% de cristales. Esto, debido a que la normalización se realizó a partir del menor valor de temperatura (1000 °C), lo que sumado a este alto contenido de cristales, generaron una muy baja tasa eruptiva ($\sim 1.7 \times 10^4$ kg/s). Esto provocó que los demás valores de tasa eruptiva, al variar la temperatura, para los casos de contenido de cristales de 54%, se vieran incrementados de mayor forma que para el resto de los valores de cristalinidad al realizar la normalización. Los demás parámetros muestran una evolución creciente de la tasa eruptiva conforme aumenta la temperatura del magma, llegando a casi 1 orden de magnitud de diferencia en ciertos casos (Figura 5.7).

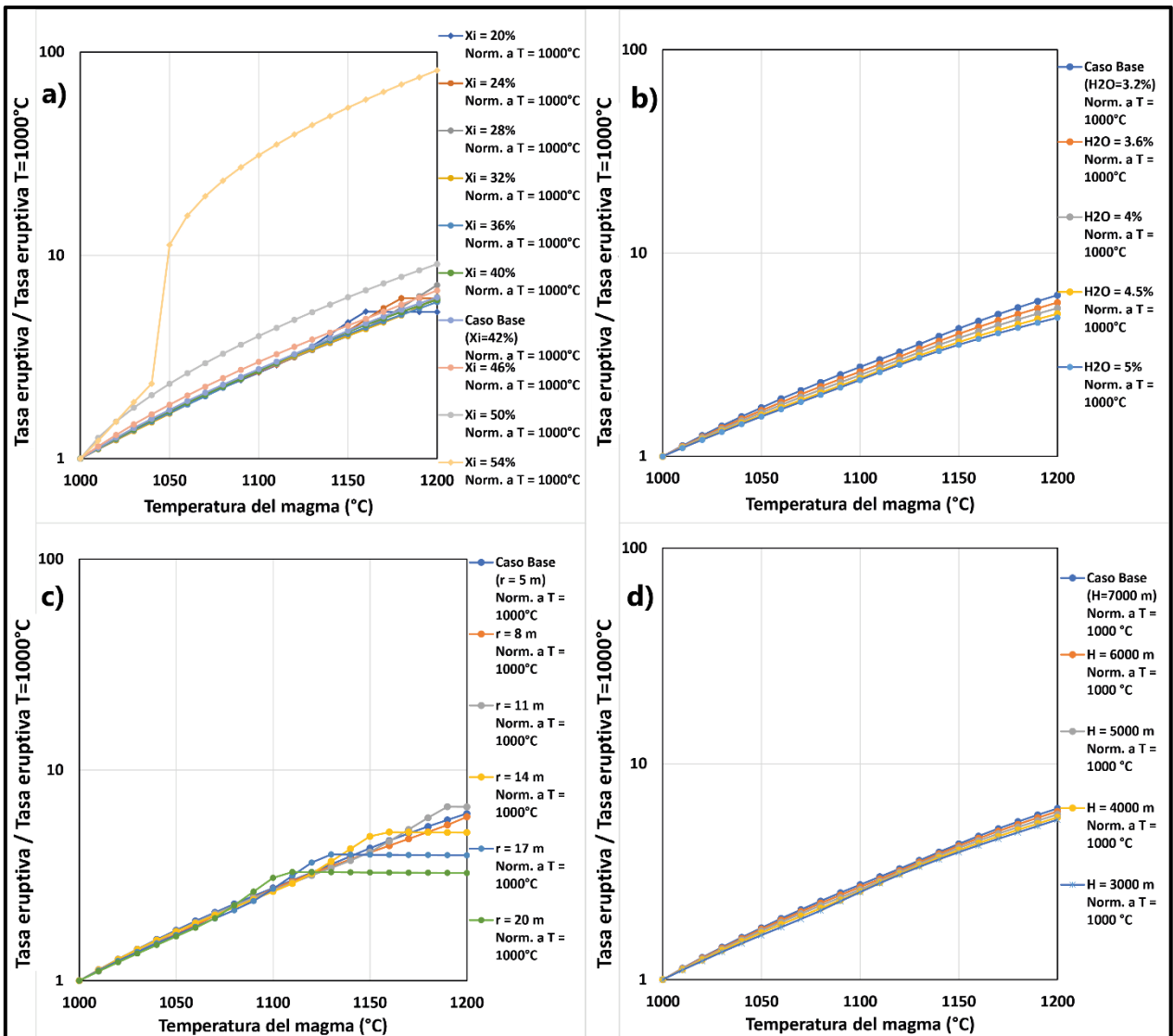


Figura 5.7. Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de $T = 1000$ °C), para la temperatura del magma, para a) contenido inicial de cristales, b) contenido de agua inicial disuelta, c) radio del conducto volcánico, y d) profundidad del techo de la cámara magmática.

Radio del conducto volcánico

El radio del conducto volcánico muestra las variaciones más importantes de tasa eruptiva de todos los parámetros, donde la evolución con respecto a este parámetro es notoria, con una variación que alcanza incluso 2 órdenes de magnitud de diferencia entre el valor mínimo de radio del conducto y el valor máximo, por lo que este parámetro es altamente influyente para la tasa eruptiva (Figura 5.8).

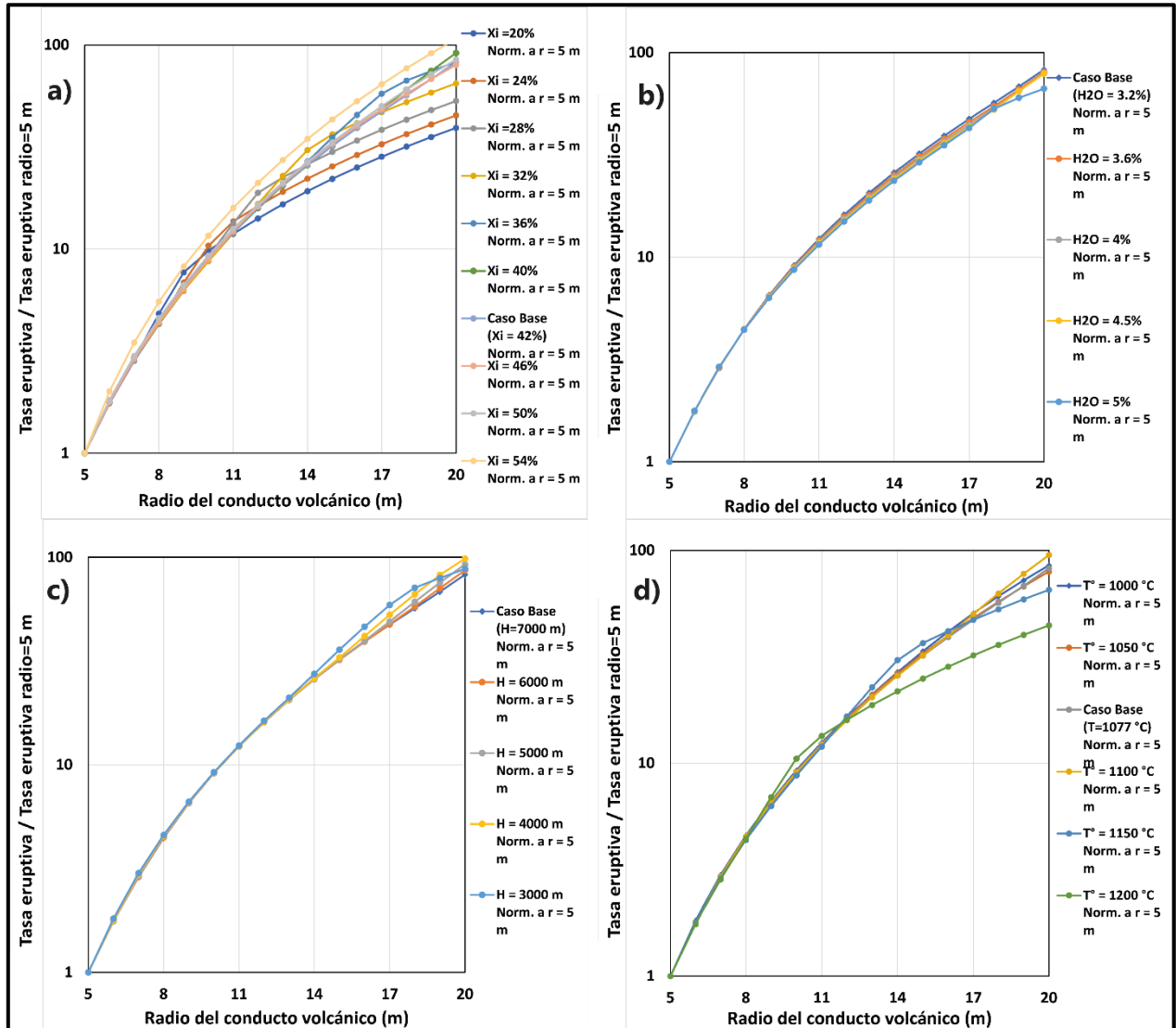


Figura 5.8 Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de $r = 5$ m), para el radio del conducto volcánico, para a) contenido inicial de cristales, b) contenido de agua inicial disuelta, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) temperatura del magma.

Contenido inicial de cristales

El contenido de cristales presenta una variación con respecto a sus valores mínimo y máximo que alcanza 1 orden de magnitud de diferencia en la tasa eruptiva para algunos casos acotados, donde se puede ver que las mayores variaciones se dan para los parámetros de temperatura del magma y radio del conducto volcánico (Figura 5.9).

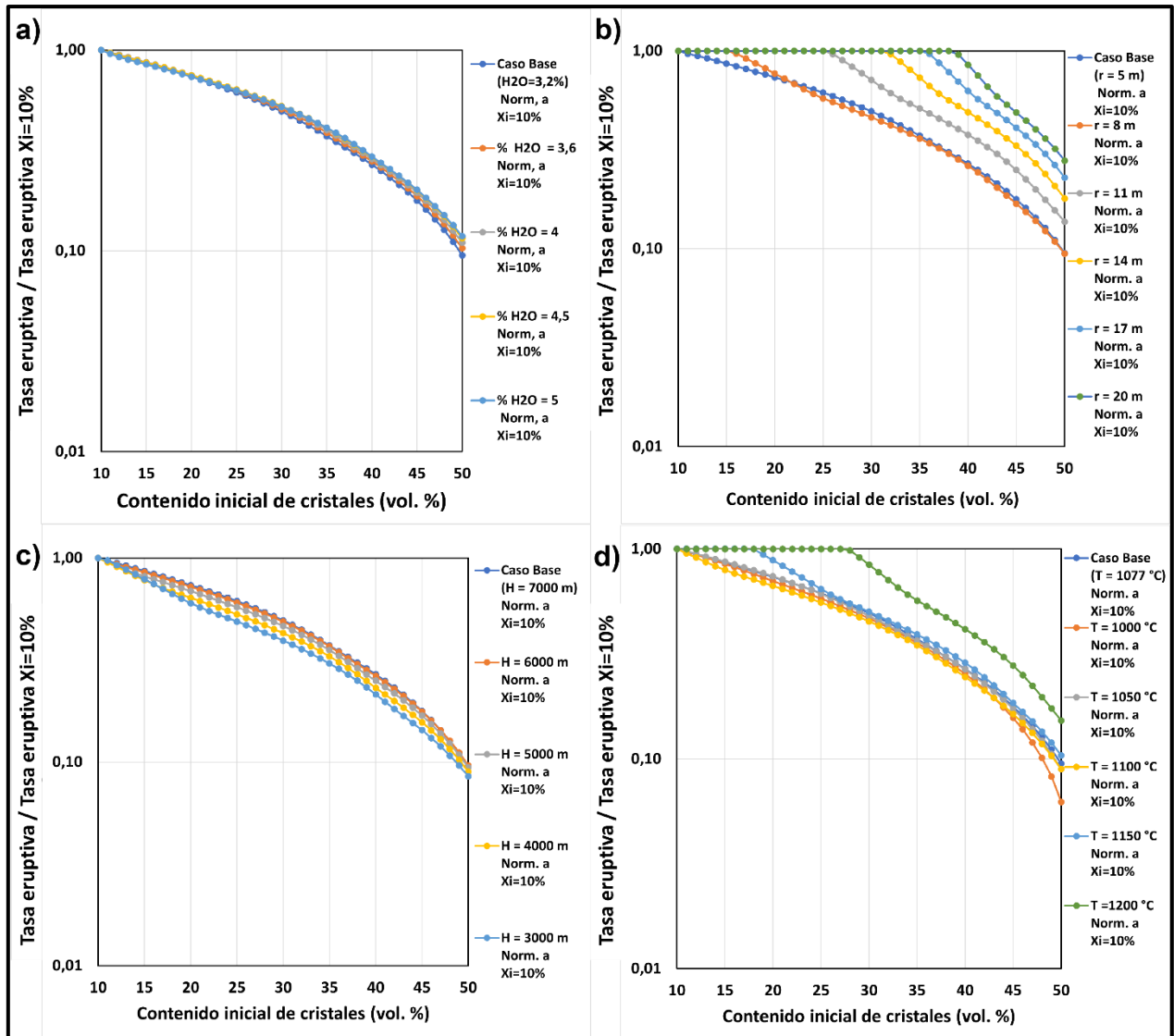


Figura 5.9. Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de $X_i= 10$ vol. %), para el contenido inicial de cristales, para a) contenido de agua inicial disuelta, b) radio del conducto volcánico, c) profundidad del techo de la cámara magmática, y d) temperatura del magma.

Profundidad del techo de la cámara magmática

La tasa eruptiva, con respecto a la profundidad del techo de la cámara magmática, no presenta variaciones significativas, donde para todos los casos se alcanza menos de medio orden de magnitud de diferencia, evidenciando poca influencia de la profundidad del techo de la cámara magmática en el resultado de la tasa eruptiva (Figura 5.10).

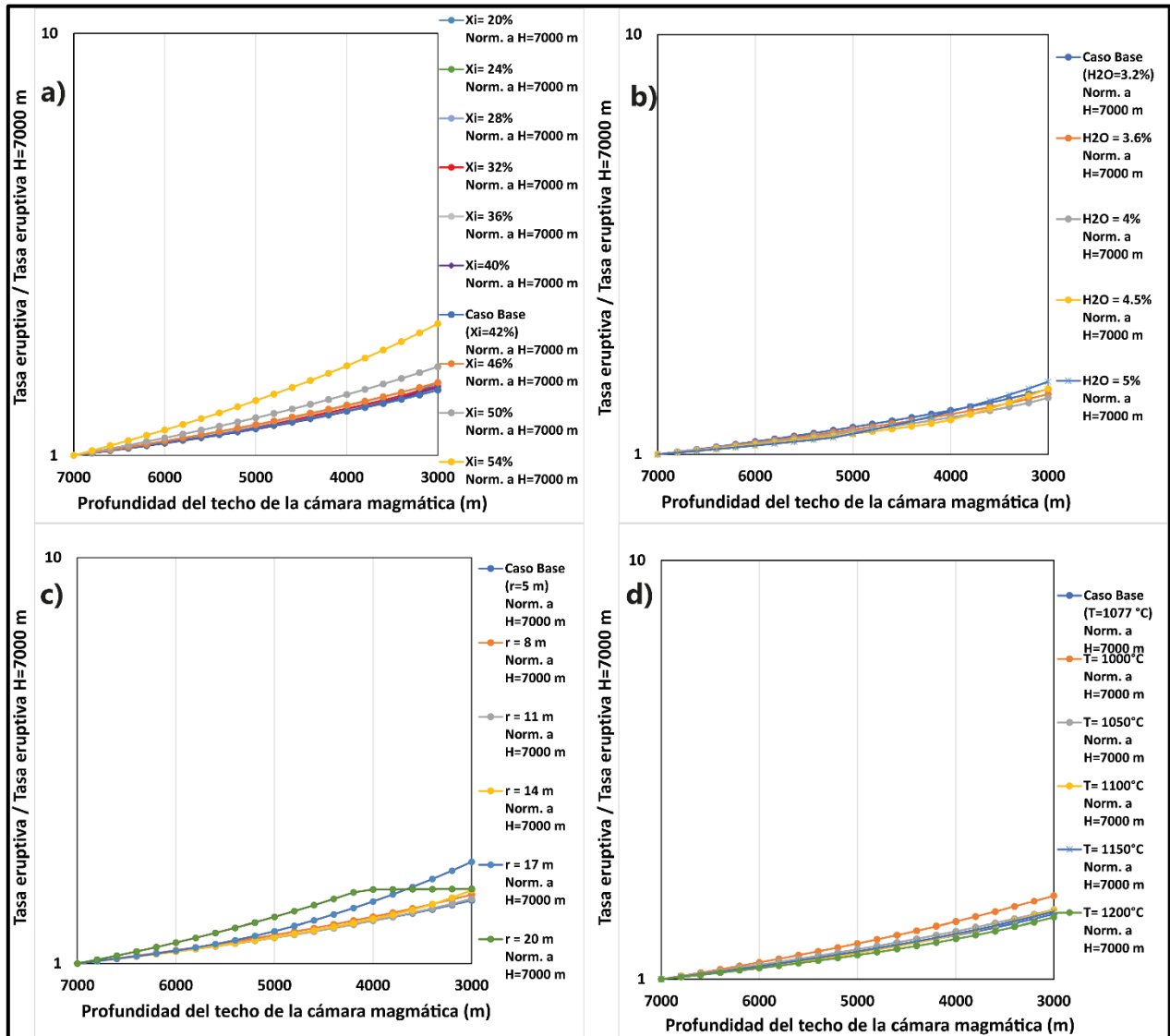


Figura 5.10. Resultados de la variación de la tasa eruptiva con respecto al caso de modelización inicial (normalización de H= 7000 m), para la profundidad del techo de la cámara magmática, para a) contenido inicial de cristales, b) contenido de agua inicial disuelta, c) radio del conducto volcánico, y d) temperatura del magma.

5.1.3 Resultados cuantitativos de sensibilidad

Posterior a este análisis de la variación de la tasa eruptiva con respecto a los diferentes parámetros objetivo de la modelización, se decidió realizar un análisis cuantitativo de esta variación, es decir, cuál era el valor numérico de sensibilidad de cada parámetro, para la tasa eruptiva, en el modelo computacional de ascenso de magma.

Para esto, se realizaron 2 tipos de análisis de la variación de la tasa eruptiva (normalizado) para cada parámetro analizado, con el fin de obtener resultados más confiables: según el promedio y la amplitud (diferencia entre los valores mínimo y máximo). Se agruparon en columnas todos los casos para cada parámetro analizado, realizando una normalización con respecto al total de la suma de estos valores de promedio y amplitud por separado, obteniéndose los valores numéricos de la incidencia de cada parámetro en esos totales (Tabla 5.2 a Tabla 5.6). Los valores numéricos de los parámetros analizados suman un 100% luego de la normalización.

Contenido de agua inicial disuelta

Tabla 5.2 Sensibilidad del modelo a los parámetros radio, temperatura, contenido de cristales y profundidad del techo de la cámara, al variar el contenido de agua inicial disuelta. Los valores están normalizados a 100%.

a)	Promedio				
	Caso Base H ₂ O = 3,2%	H ₂ O = 3,6%	H ₂ O = 4%	H ₂ O = 4,4%	H ₂ O = 5%
Radio	84,82	84,92	85,03	85,21	84,74
Temperatura	9,81	9,56	9,35	9,08	9,24
Cristales	1,62	1,70	1,76	1,80	1,87
Profundidad	3,75	3,82	3,90	3,91	4,09
b)	Amplitud				
	Caso Base H ₂ O = 3,2%	H ₂ O = 3,6%	H ₂ O = 4%	H ₂ O = 4,4%	H ₂ O = 5%
Radio	92,56	92,96	93,31	93,58	92,68
Temperatura	5,92	5,53	5,20	4,84	5,38
Cristales	1,03	1,05	1,06	1,06	1,25
Profundidad	0,49	1,36	0,47	0,44	0,61

Temperatura del magma

Tabla 5.3 Sensibilidad del modelo a los parámetros radio, contenido de cristales, contenido de agua inicial y profundidad del techo de la cámara, al variar la temperatura del magma. Los valores están normalizados a 100%.

a)	Promedio					
	T= 1000°C	T=1050	Caso Base T=1077 °C	T= 1100°C	T= 1150°C	T= 1200°C
Radio	89,21	88,90	89,17	90,05	88,83	85,30
Cristales	1,56	1,69	1,70	1,48	1,93	3,19
H ₂ O	5,47	5,26	5,12	4,75	5,12	6,29
Profundidad	3,76	4,14	4,00	3,72	4,11	5,22
b)	Amplitud					
	T = 1000°C	T =1050	Caso Base T = 1077 °C	T = 1100°C	T = 1150°C	T = 1200°C
Radio	96,77	96,73	97,10	97,50	96,55	95,50
Cristales	1,08	1,12	1,08	0,94	1,35	1,86
H ₂ O	1,66	1,43	1,27	1,07	1,43	1,75
Profundidad	0,49	0,72	0,55	0,48	0,67	0,89

Radio del conducto volcánico

Tabla 5.4 Sensibilidad del modelo a los parámetros temperatura, contenido inicial de agua, contenido de cristales y profundidad del techo de la cámara, al variar el radio del conducto volcánico. Los valores están normalizados a 100%.

a)	Promedio					
	Caso Base r = 5 m	r = 8 m	r = 11 m	r = 14 m	r = 17 m	r = 20 m
Temperatura	48,91	47,85	48,62	47,20	43,84	41,04
H ₂ O	24,30	24,53	22,63	22,25	22,53	23,13
Cristales	8,08	8,34	10,45	11,96	13,27	14,36
Profundidad	18,71	19,28	18,30	18,60	20,37	21,47
b)	Amplitud					
	Caso Base r = 5 m	r = 8 m	r = 11 m	r = 14 m	r = 17 m	r = 20 m
Temperatura	68,46	67,25	71,91	64,93	55,30	54,43
H ₂ O	14,01	14,14	11,59	13,67	15,55	15,38
Cristales	11,89	12,20	10,93	13,16	14,53	17,49
Profundidad	5,63	6,41	5,57	8,24	14,62	12,71

Contenido inicial de cristales

Tabla 5.5 Sensibilidad del modelo a los parámetros radio, temperatura, profundidad del techo de la cámara y contenido inicial de agua, al variar el contenido inicial de cristales. Los valores están normalizados a 100%.

a)	Promedio									
	Xi = 20%	Xi = 24%	Xi = 28%	Xi = 32%	Xi = 36%	Xi = 40%	Caso Base Xi = 42%	Xi = 46%	Xi = 50%	Xi = 54%
Radio	75,01	77,01	79,36	81,80	83,54	82,97	82,15	81,51	79,13	48,87
Temperatura	13,47	12,50	11,10	9,54	8,58	9,01	9,50	10,01	12,49	46,21
H ₂ O	6,28	5,77	5,29	4,83	4,42	4,52	4,72	4,82	4,81	2,96
Profundidad	5,24	4,72	4,25	3,82	3,46	3,50	3,63	3,67	3,58	1,95
b)	Amplitud									
	Xi = 20%	Xi = 24%	Xi = 28%	Xi = 32%	Xi = 36%	Xi = 40%	Caso Base Xi = 42%	Xi = 46%	Xi = 50%	Xi = 54%
Radio	87,25	87,24	87,42	90,49	92,66	93,25	92,39	91,46	89,27	55,92
Temperatura	9,72	10,14	10,28	7,43	5,55	5,20	5,91	6,62	8,58	42,28
H ₂ O	1,93	1,74	1,57	1,43	1,22	1,09	1,21	1,36	1,48	1,25
Profundidad	1,10	0,88	0,74	0,65	0,56	0,47	0,49	0,56	0,66	0,55

Profundidad del techo de la cámara magmática

Tabla 5.6 Sensibilidad del modelo a los parámetros radio, temperatura, contenido de cristales y contenido de agua inicial, al variar la profundidad del techo de la cámara. Los valores están normalizados a 100%.

a)	Promedio				
	Caso Base H=7000	H= 6000 m	H= 5000 m	H=4000 m	H= 3000 m
Radio	83,88	84,39	85,15	86,09	86,40
Cristales	1,60	1,56	1,46	1,32	1,25
Temperatura	9,70	9,37	8,91	8,33	8,06
H2O	4,82	4,69	4,48	4,26	4,29
b)	Amplitud				
	Caso Base H=7000	H= 6000 m	H= 5000 m	H=4000 m	H= 3000 m
Radio	91,90	92,50	93,16	93,67	93,00
Cristales	1,02	0,98	0,92	0,87	0,98
Temperatura	5,88	5,42	4,92	4,46	4,82
H2O	1,20	1,10	1,00	0,99	1,20

Con estos datos se realizó una tabla agrupando los valores numéricos de sensibilidad de cada set de parámetros en cada caso de modelización, es decir, una tabla que agrupara parámetro vs parámetro, como se puede apreciar en la Tabla 5.7 y Tabla 5.8 para los análisis de promedio y amplitud, respectivamente. Para los resultados finales se obtuvo un promedio de estos valores, y se normalizó a 100%, con el fin de obtener una medida cuantitativa estandarizada de cuál es la sensibilidad final de cada parámetro en el modelo computacional de ascenso de magma, para la tasa eruptiva.

Se obtuvo que, para el análisis del promedio, el parámetro más sensible e influyente en el modelo, para la tasa eruptiva, es el radio del conducto volcánico, en un grado bastante más alto que los otros parámetros, con un alrededor de un 67% de sensibilidad final. Le sigue la temperatura del magma con cerca de un 16% de incidencia en la tasa eruptiva, luego el contenido de agua inicial disuelta, la profundidad del techo de la cámara magmática, y finalmente el contenido cristalino inicial del magma, con un 7,16%, 6,12% y un 3,47%, respectivamente. Para el caso del análisis mediante la amplitud, se obtuvieron resultados muy similares, donde nuevamente el radio es el parámetro más influyente en el modelo, con respecto a la tasa eruptiva, esta vez con un 74%, seguido también de la temperatura del magma, con un 17%, luego el contenido de agua inicial disuelta, pero con una disminución hasta un 3,29%, seguido del contenido de cristales inicial, con un 3,6% y finalmente la profundidad del techo de la cámara magmática, con cerca de un 2% de sensibilidad en el modelo.

Tabla 5.7 Resumen para el análisis de promedio de las sensibilidades finales de cada parámetro (fila superior) con respecto a las modelizaciones variando cada parámetro (columna izquierda), además del promedio y promedio normalizado a 100% de estos valores. Notar que para un caso específico (cada fila), los valores de sensibilidad se encuentran entre 0 y 100%.

		Radio	H ₂ O	Profundidad	Temperatura	Cristales
Radio	5 m		24,3	18,71	48,91	8,08
	8 m		24,53	19,28	47,85	8,34
	11 m		22,63	18,3	48,62	10,45
	14 m		22,25	18,6	47,2	11,96
	17 m		22,53	20,37	43,84	13,27
	20 m		23,13	21,47	41,04	14,36
H ₂ O	3,2%	84,82		3,75	9,81	1,62
	3,6%	84,92		3,82	9,56	1,7
	4,0%	85		3,9	9,34	1,76
	4,5%	85,21		3,91	9,08	1,8
	5,0%	84,8		4,09	9,24	1,87
Profundidad	7 km	83,88	4,82		9,7	1,6
	6 km	84,39	4,69		9,37	1,56
	5 km	85,15	4,48		8,91	1,46
	4 km	86,09	4,26		8,33	1,32
	3 km	86,4	4,29		8,06	1,25
Temperatura	1000°C	89,21	5,47	3,76		1,56
	1050°C	88,90	5,26	4,14		1,69
	1077°C	89,17	5,12	4,00		1,70
	1100°C	90,05	4,75	3,72		1,48
	1150°C	88,83	5,12	4,11		1,93
	1200°C	85,30	6,29	5,22		3,19
Cristales	20%	75,01	6,28	5,24	13,47	
	24%	77,01	5,77	4,72	12,50	
	28%	79,36	5,29	4,25	11,10	
	32%	81,80	4,83	3,82	9,54	
	36%	83,54	4,42	3,46	8,58	
	40%	82,97	4,52	3,50	9,01	
	42%	82,15	3,63	4,72	9,5	
	46%	81,51	3,67	4,82	10,01	
	50%	79,13	3,58	4,81	12,49	
54%	48,87	1,95	2,96	46,21		
Promedio		82,83	8,81	7,54	19,66	4,27
Promedio Normalizado a 100%		67,28	7,16	6,12	15,97	3,47

Tabla 5.8 Resumen para el análisis de amplitud de las sensibilidades finales de cada parámetro (fila superior) con respecto a las modelizaciones variando cada parámetro (columna izquierda) y el promedio y promedio normalizado a 100% de la sensibilidad de cada parámetro. Notar que para un caso específico (cada fila), los valores de sensibilidad se encuentran entre 0 y 100%.

		Radio	H ₂ O	Profundidad	Temperatura	Cristales
Radio	5 m		14,01	5,63	68,46	11,89
	8 m		14,14	6,41	67,25	12,2
	11 m		11,59	5,57	71,91	10,93
	14 m		13,67	8,24	64,93	13,16
	17 m		15,55	14,62	55,3	14,53
	20 m		15,38	12,71	54,43	17,49
H ₂ O	3,2%	92,56		0,49	5,92	1,03
	3,6%	92,91		0,5	5,53	1,05
	4,0%	93,28		0,47	5,2	1,06
	4,5%	93,66		0,44	4,84	1,06
	5,0%	92,76		0,61	5,38	1,25
Profundidad	7 km	91,9	1,2		5,88	1,02
	6 km	92,5	1,1		5,42	0,98
	5 km	93,16	1		4,92	0,92
	4 km	93,67	0,99		4,46	0,87
	3 km	93	1,2		4,82	0,98
Temperatura	1000°C	96,77	1,66	0,49		1,08
	1050°C	96,73	1,43	0,72		1,12
	1077°C	97,10	1,27	0,55		1,08
	1100°C	97,50	1,07	0,48		0,94
	1150°C	96,55	1,43	0,67		1,35
	1200°C	95,50	1,75	0,89		1,86
Cristales	20%	87,25	1,93	1,10	9,72	
	24%	87,24	1,74	0,88	10,14	
	28%	87,42	1,57	0,74	10,28	
	32%	90,49	1,43	0,65	7,43	
	36%	92,66	1,22	0,56	5,55	
	40%	93,25	1,09	0,47	5,20	
	42%	92,39	0,49	1,21	5,91	
	46%	91,46	0,56	1,36	6,62	
	50%	89,27	0,66	1,48	8,58	
	54%	55,92	0,55	1,25	42,28	
Promedio		91,42	4,06	2,56	21,01	4,45
Promedio Normalizado a 100%		74,02	3,29	2,07	17,01	3,60

5.2 Condiciones preeruptivas de la erupción Pucón

Acorde al trabajo realizado por Moreno & Toloza (2015), el ciclo eruptivo de la ignimbrita Pucón comenzó con una erupción de tipo subpliniana a pliniana, eyectando alrededor de 0,8 km³ de material, para posteriormente evolucionar a una erupción de tipo vulcaniana violenta que emitió 0,6 km³ de material de caída. Tomando en consideración los parámetros de Downwind y Crosswind Range, Moreno & Toloza (2015) calcularon la altura de la columna eruptiva generada en estas erupciones recién descritas, para la caída inicial de tefra de la erupción Pucón. Por tanto, acorde a los trabajos realizados por Walker & Croasdale (1971) y Carey & Sparks (1986), a partir del uso del método de las

isópacas asociadas con el volumen del depósito, Moreno & Toloza (2015) encontraron que la columna eruptiva de la fase subpliniana a pliniana alcanzó una altura entre 30 y 40 km, para la altura a la que la densidad de la columna iguala a la densidad de la atmosfera (H_b) y la altura máxima de la columna (H_t). Por otro lado, para la fase vulcaniana violenta de la caída inicial encontraron que esta altura corresponde a un valor entre 25 y 35 km, para H_b y H_t , respectivamente.

Con estos datos de altura de la columna producida, es posible asociar un valor de tasa eruptiva estándar de una erupción volcánica que permita alcanzar esas alturas, es decir, es posible asociar los datos obtenidos de tasa eruptiva en las modelizaciones, tal que se encuentren los rangos de parámetros preeruptivos que hayan permitido generar las columnas analizadas por Moreno & Toloza (2015). Para esto se siguió la metodología de 3 autores para obtener un resultado más confiable, correspondiente a Wilson & Walker (1987), Bursik et al. (1992) y Carey & Bursik (2000); de acuerdo con estas metodologías, se obtuvo que las tasas eruptivas que permiten generar las columnas eruptivas con alturas anteriormente mencionadas están en el rango de 10^7 hasta 10^9 kg/s, como se puede apreciar en la Tabla 5.9.

Tabla 5.9 Resultados de tasa eruptiva estándar que permite la generación de la columna eruptiva reportada por Moreno & Toloza (2015), a partir de las metodologías de Wilson & Walker (1987), Bursik et al. (1992) y Carey & Bursik (2000). Q= flujo de volumen, TE= tasa eruptiva.

Altura columna eruptiva (km)	Wilson & Walker (1987)		Bursik et al. (1992)		Carey & Bursik (2000)	
	Q (m^3/s)	TE (kg/s)	Q (m^3/s)	TE (kg/s)	Q (m^3/s)	TE (kg/s)
25	4,84E+04	1,26E+08	8,86E+04	2,30E+08	3,45E+04	8,96E+07
26	5,67E+04	1,47E+08	1,09E+05	2,83E+08	4,01E+04	1,04E+08
27	6,59E+04	1,71E+08	1,33E+05	3,46E+08	4,64E+04	1,21E+08
28	7,62E+04	1,98E+08	1,61E+05	4,18E+08	5,34E+04	1,39E+08
29	8,77E+04	2,28E+08	1,94E+05	5,03E+08	6,12E+04	1,59E+08
30	1,00E+05	2,61E+08	2,31E+05	6,02E+08	6,97E+04	1,81E+08
31	1,15E+05	2,98E+08	2,75E+05	7,15E+08	7,91E+04	2,06E+08
32	1,30E+05	3,38E+08	3,25E+05	8,45E+08	8,94E+04	2,33E+08
33	1,47E+05	3,82E+08	3,82E+05	9,94E+08	1,01E+05	2,62E+08
34	1,66E+05	4,31E+08	4,47E+05	1,16E+09	1,13E+05	2,94E+08
35	1,86E+05	4,84E+08	5,21E+05	1,35E+09	1,26E+05	3,29E+08
36	2,08E+05	5,41E+08	6,04E+05	1,57E+09	1,41E+05	3,66E+08
37	2,32E+05	6,04E+08	6,98E+05	1,81E+09	1,57E+05	4,07E+08
38	2,59E+05	6,72E+08	8,03E+05	2,09E+09	1,74E+05	4,51E+08
39	2,87E+05	7,46E+08	9,21E+05	2,39E+09	1,92E+05	4,99E+08
40	3,17E+05	8,25E+08	1,05E+06	2,74E+09	2,12E+05	5,50E+08

Con estos resultados de tasa eruptiva estándar para la columna formada durante la erupción, es posible obtener un rango de parámetros preeruptivos que permitan valores entre $8,96 \times 10^7$ y $2,74 \times 10^9$ kg/s en los resultados de las modelizaciones. Por otro lado, debido a que bajo los resultados del análisis de sensibilidad, el radio es el parámetro más influyente en el modelo para calcular la tasa eruptiva asociada a este evento, será el parámetro principal a analizar.

De los resultados expuestos en las tablas B.5 a B.8, del Anexo B, se puede apreciar que el rango de valores del radio del conducto volcánico, que permiten estas tasas eruptivas, se encuentra entre 15 a 20 m principalmente, por lo que se decidió realizar nuevas simulaciones con el radio como parámetro de estudio. Por otra parte, se decidió utilizar valores de radio del conducto mayores a 20 m, con el fin de abarcar un rango mayor del comportamiento, al ser el principal parámetro de estudio. Además, se decidió cubrir con más detalle los restantes parámetros preeruptivos, es decir, obteniendo resultados sin un caso base para cada valor de radio, si no que utilizando todos los valores dentro del rango de parámetros expuestos previamente. Finalmente, se decidió variar el valor de la sobrepresión dentro de la cámara magmática entre 0 y 30 MPa, con un intervalo cada 10 MPa, dada la posibilidad de que haya presencia de burbujas en la cámara magmática al momento de iniciar la erupción.

Debido a que según la metodología de Carey & Bursik (2000) el rango de tasa eruptiva mínimo según la altura de la columna eruptiva es de $8,96 \times 10^7$ kg/s, se han estudiado los resultados que sean mayor o igual a este valor, es decir, es la cota mínima.

Para encontrar qué set de parámetros preeruptivos es acertado para este evento, se evalúan los gráficos de evolución de parámetros eruptivos entregados por las modelizaciones. En estos gráficos, se toman en cuenta todos aquellos que evidencian el proceso de fragmentación, es decir, en los que se nota un quiebre en el comportamiento normal durante el ascenso, principalmente viendo los gráficos de presión y de fracción de volumen de gas. En este último, ocurre un quiebre en el valor de 0,8, debido a que en este punto se alcanza el límite de cantidad de burbujas en que se pasa de un líquido con burbujas hacia un gas con partículas sólidas. Por ende, este es el valor crítico para evaluar la fragmentación del magma, y así analizar los resultados que exhiben una erupción explosiva, por lo que es el criterio a evaluar en cada modelización. En los gráficos ejemplo de la Figura 5.11 se muestra una modelización con resultados positivos para este estudio.

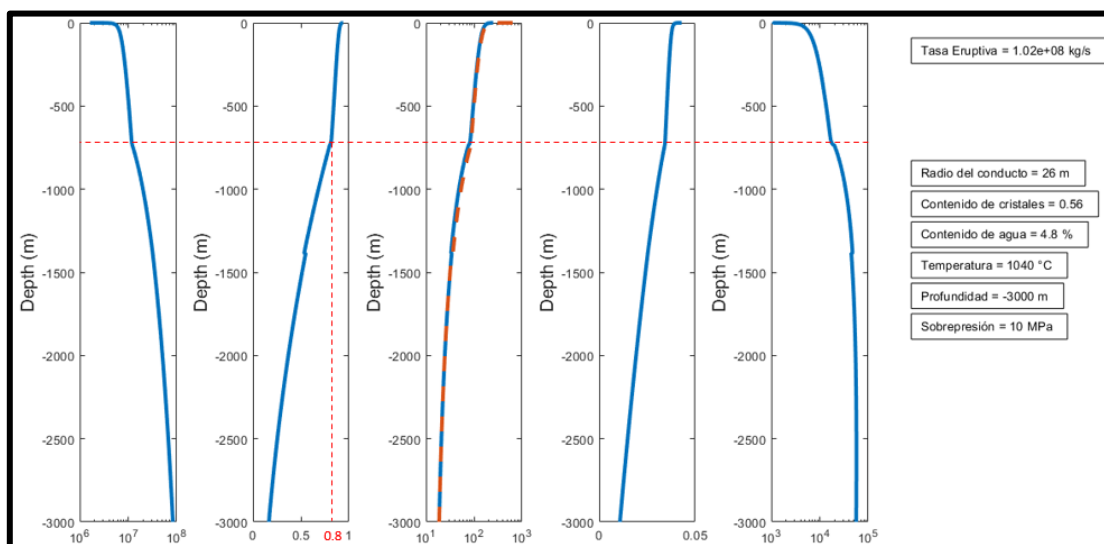


Figura 5.11. Gráficos ejemplo de modelización con resultados de fragmentación de magma. Notar el cambio de comportamiento de las curvas en los gráficos en el momento que la fracción de volumen de gas alcanza un valor de 0,8, evidenciando el proceso de fragmentación del magma. Los valores de los parámetros preeruptivos, así como el valor de tasa eruptiva, con los que se obtiene este resultado se muestran en la sección derecha de la figura.

Luego de evaluar estos gráficos, se obtienen todos los rangos de parámetros preeruptivos en los que se tienen resultados positivos de fragmentación del magma, siempre teniendo en cuenta que la tasa eruptiva debe ser mayor a $8,96 \times 10^7$ kg/s. Los resultados finales de las modelizaciones se encuentran en las Tabla D.1 a Tabla D.4 del Anexo D y un resumen de estos resultados se pueden observar en las Tabla 5.10 a Tabla 5.13.

Tabla 5.10. Rango de parámetros preeruptivos que permiten una tasa eruptiva superior a $8,96 \times 10^7$ kg/s, con una sobrepresión de la cámara magmática correspondiente a un valor de 0.

Sobrepresión = 0					
Radio del conducto volcánico (m)	Contenido de cristales (%vol.)	Contenido inicial de H ₂ O (wt.%)	Temperatura del magma (°C)	Profundidad del techo de la cámara (m)	Número de casos
18	52	5,1	1060	3000	1
19	50-54	4,8	1020-1100	3000	5
20	50-56	4.8 - 5.1	1000-1140	3000-4000	13
21	50-56	4.5 - 5.1	1000-1140	3000-5000	30
22	50-56	4.2 - 5.1	1000-1140	3000-7000	63
23	50-56	3.9 - 5.1	1000-1140	3000-7000	87
24	50-56	3.9 - 5.1	1000-1140	3000-7000	121
25	50-56	3,6 - 5.1	1000-1140	3000-7000	156
26	50-56	3,3-5,1	1000-1140	3000-7000	191
27	50-56	3,3-5,1	1000-1140	3000-7000	205

Tabla 5.11. Rango de parámetros preeruptivos que permiten una tasa eruptiva superior a $8,96 \times 10^7$, con una sobrepresión de la cámara magmática correspondiente a un valor de 10 MPa.

Sobrepresión = 10 MPa					
Radio del conducto volcánico (m)	Contenido de cristales (%vol.)	Contenido inicial de H ₂ O (wt.%)	Temperatura del magma (°C)	Profundidad del techo de la cámara (m)	Número de casos
18	-	-	-	-	-
19	50-54	5,1	1000-1080	3000	2
20	50-56	4,8-5,1	1000-1140	3000-4000	6
21	52-56	4,5-5,1	1000-1140	3000-5000	19
22	52-56	4,2-5,1	1000-1140	3000-7000	38
23	50-56	3,9-5,1	1000-1140	3000-7000	68
24	50-56	3,6-5,1	1000-1140	3000-7000	100
25	50-56	3,6-5,1	1000-1140	3000-7000	129
26	50-56	3,3-5,1	1000-1140	3000-7000	165
27	52-56	3,3-5,1	1000-1140	3000-7000	171

Tabla 5.12. Rango de parámetros preeruptivos que permiten una tasa eruptiva superior a $8,96 \times 10^7$ kg/s, con una sobrepresión de la cámara magmática correspondiente a un valor de 20 MPa.

Sobrepresión = 20 MPa					
Radio del conducto volcánico (m)	Contenido de cristales (%vol.)	Contenido inicial de H ₂ O (wt.%)	Temperatura del magma (°C)	Profundidad del techo de la cámara (m)	Número de casos
18	-	-	-	-	-
19	-	-	-	-	-
20	-	-	-	-	-
21	52 - 56	4.8 - 5.1	1000-1100	3000-5000	8
22	52 - 56	4.5 - 5.1	1000-1140	3000-7000	28
23	52 - 56	4,2 - 5.1	1000-1140	3000-7000	51
24	52 - 56	3.9 - 5.1	1000-1140	3000-7000	70
25	52 - 56	3.3 - 5.1	1000-1120	3000-7000	107
26	52 - 56	3,3-5.1	1000-1120	3000-7000	128
27	52 - 56	3,3-5,1	1000-1120	3000-7000	139

Tabla 5.13. Rango de parámetros preeruptivos que permiten una tasa eruptiva superior a $8,96 \times 10^7$ kg/s, con una sobrepresión de la cámara magmática correspondiente a un valor de 30 MPa.

Sobrepresión = 30 MPa					
Radio del conducto volcánico (m)	Contenido de cristales (%vol.)	Contenido inicial de H ₂ O (wt.%)	Temperatura del magma (°C)	Profundidad del techo de la cámara (m)	Número de casos
18	-	-	-	-	-
19	-	-	-	-	-
20	54-56	5,1	1040-1100	3000	2
21	52-56	4,8-5,1	1000 - 1100	3000-4000	6
22	52-56	4,5-5,1	1000- 1100	3000-6000	11
23	52-56	4,2-5,1	1000-1100	3000-7000	38
24	52-56	3,9-5,1	1000- 1100	3000-7000	51
25	52-56	3,6-5,1	1000- 1100	3000-7000	82
26	52-56	3,3-5,1	1000- 1120	3000-7000	106
27	52-56	3,3-5,1	1000- 1100	3000-7000	115

6. Discusión

6.1 Análisis de sensibilidad

Como se explicó en el apartado 5.1, los resultados del análisis de sensibilidad se exponen bajo dos criterios de cálculo: promedio y amplitud. Como se puede apreciar en la Figura 0.1 y Figura 0.2, los resultados son bastante similares para los dos criterios, donde para ambos se obtiene que el radio es el parámetro que otorga más sensibilidad al modelo con respecto al parámetro de salida de la tasa eruptiva, seguido por la temperatura y de manera similar, el contenido inicial de cristales, profundidad del techo de la cámara magmática y el contenido inicial de agua disuelta.

De la Tabla 0.1 y Tabla 0.2, se puede observar que el valor de sensibilidad del radio del conducto volcánico sobre la tasa eruptiva es cercano a un 67% para el caso del promedio y un 74% para el caso de la amplitud. En ambos casos, el segundo parámetro más influyente en el modelo, para la tasa eruptiva, es la temperatura, con casi 16% y 17% para el promedio y amplitud, respectivamente. Luego, para los parámetros restantes, se sigue un comportamiento similar pero no igual para ambos criterios. Para el caso del promedio, los parámetros que le siguen en sensibilidad del modelo, con respecto a la tasa eruptiva son el contenido inicial de H₂O disuelta, la profundidad del techo de la cámara magmática y finalmente el contenido de cristales inicial, con un 7,16%, 6,12% y 3,47%, respectivamente. Por otro lado, para la amplitud, estos parámetros son el contenido de cristales, el contenido de H₂O y la profundidad del techo de la cámara magmática, con un 3,6%, un 3,29% y un 2,07%, respectivamente (ver Tabla 0.1 y Tabla 0.2).

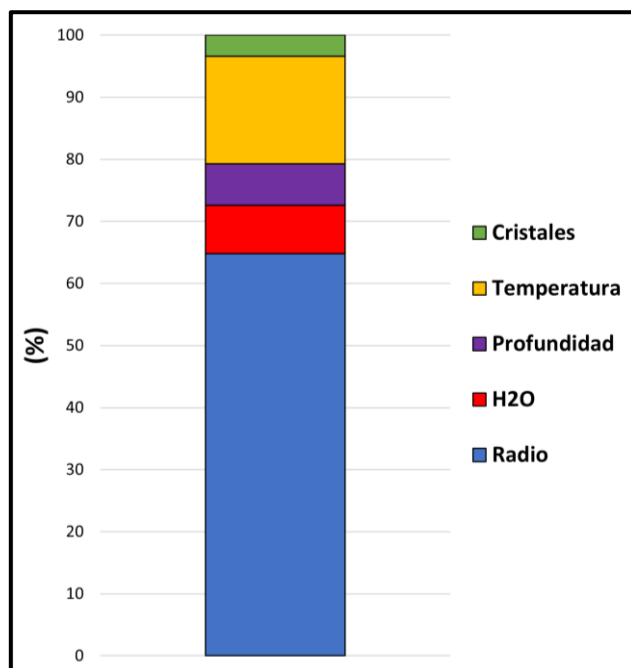


Figura 0.1 Análisis de sensibilidad final para los parámetros preeruptivos de contenido de cristales inicial, temperatura del magma, profundidad del techo de la cámara magmática, contenido inicial de agua disuelta y radio del conducto volcánico, mediante el análisis del caso de promedios, a partir de los resultados expuestos en las Tabla 5.7 y Tabla 5.8.

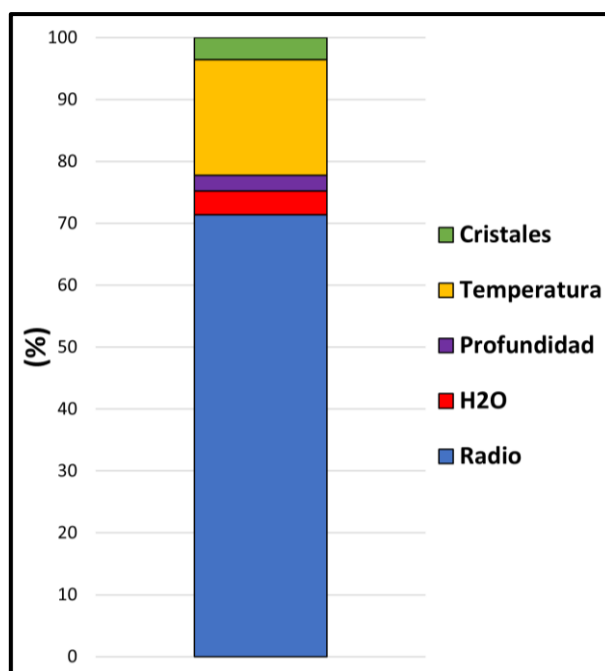


Figura 0.2 Análisis de sensibilidad final para los parámetros preeruptivos de contenido de cristales inicial, temperatura del magma, profundidad del techo de la cámara magmática, contenido inicial de agua disuelta y radio del conducto volcánico, mediante el análisis del caso de la amplitud, a partir de los resultados expuestos en las Tabla 5.7 y Tabla 5.8.

Tabla 0.1. Resumen de resultados numéricos del análisis de sensibilidad de parámetros para el caso del promedio, tomado a partir de las Tabla 5.7 y Tabla 5.8.

Promedio					
	Radio	H ₂ O	Profundidad	Temperatura	Cristales
Promedio Normalizado a 100%	67,28	7,16	6,12	15,97	3,47

Tabla 0.2. Resumen de resultados numéricos del análisis de sensibilidad de parámetros para el caso de la amplitud, tomado a partir de las Tabla 5.7 y Tabla 5.8.

Amplitud					
	Radio	H ₂ O	Profundidad	Temperatura	Cristales
Promedio Normalizado a 100%	74,02	3,29	2,07	17,01	3,60

A pesar de esta diferencia entre los 3 últimos parámetros para ambos criterios, las diferencias son casi despreciables, donde para la amplitud las diferencias entre contenido de cristales y de H₂O son de solo 0,31%, y con la profundidad son de apenas un 1%. Además, si se comparan estos valores con los obtenidos para el promedio, las diferencias nuevamente son muy bajas, donde la mayor variación se da entre la profundidad del techo de la cámara, con apenas un 4% de diferencia, lo cual sigue siendo bajo. Es por esto que se considera que ambos criterios son aceptables en términos de conocer la sensibilidad final de cada parámetro en el modelo, y representan fehacientemente los resultados del análisis de sensibilidad. Sin embargo, se cree que el criterio del promedio

es en cierta medida más acertado debido a 2 razones principalmente. En primer lugar, la amplitud mide las diferencias entre el valor mínimo y el valor máximo, por lo que sus resultados están directamente relacionados a que tan amplio es el rango utilizado. Cuanto más grande el rango, más diferencias habrá; en estas modelizaciones se tomó un rango relativamente alto de variación de parámetros, ya que se deseaba estudiar el comportamiento generalizado. Por otro lado, el promedio representa de mejor forma resultados expuestos por otros autores, como, por ejemplo, el modelo de La Spina et al. (2019), expuesto en la Figura 0.3, con valores de sensibilidad bastante similares, por lo que, en definitiva, se usará este criterio para discutir los resultados del análisis de sensibilidad.

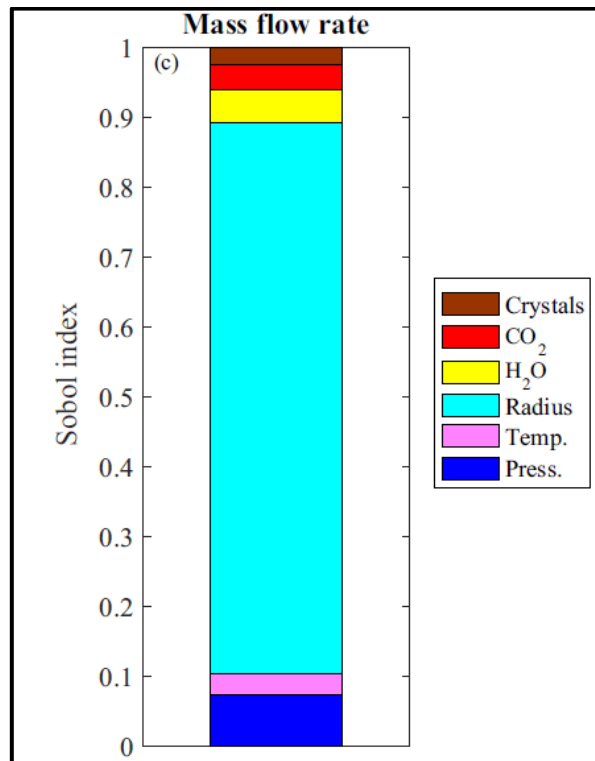


Figura 0.3. Análisis de sensibilidad global mediante índice de Sobol de 6 parámetros de entrada sobre el parámetro de salida de la tasa eruptiva. Obtenido de La Spina et al. (2019).

El hecho de que el radio sea el parámetro más influyente para la tasa eruptiva, en el ascenso de magma, coincide con los resultados expuestos por La Spina et al. (2019; Figura 0.3), quienes a partir de un análisis de sensibilidad mediante Índice Sobol, también obtienen que el radio es el parámetro más sensible a un modelo de ascenso de magma con respecto a la tasa eruptiva. También se expone que la presión es el segundo factor más influyente en su modelo, a diferencia de la temperatura que fue el resultado de este trabajo, lo que podría explicarse por diversas razones: en primer lugar, los modelos computacionales no son los mismos, si bien pueden estar basados en las mismas ecuaciones de mecánica de fluidos para sistemas magmáticos con ascenso de magma, las aproximaciones no son iguales, así como también las metodologías de trabajo y los supuestos creados para cada modelo. Por otro lado, las metodologías de análisis de sensibilidad son diferentes, donde La Spina et al. (2019) trabajan bajo un análisis global mediante índice Sobol, mientras que en este trabajo se expone un análisis local de sensibilidad, por lo que es altamente probable que se encuentren diferencias en los

resultados. Por otra parte, las diferencias podrían deberse al contexto estudiado y las suposiciones que se toman por ambas partes. La Spina et al.(2019) hacen un estudio de las erupciones del volcán Sunset Crater (1085 d.C.), en Estados Unidos, un volcán que presentó una erupción de características muy similares a las de la erupción Pucón, en términos de composición (basáltica), y estilo eruptivo (subpliniano), pero con diferencias en los contextos tectonomagmáticos y las condiciones preeruptivas estudiadas. Las variables utilizadas como caso base y los rangos abarcados para el análisis de sensibilidad son bastante diferentes, como se puede apreciar en la Tabla 0.3, donde principalmente se ven diferencias en la presencia de CO₂ como otra fase volátil presente en el magma, así como un rango de contenido de H₂O y largo del conducto volcánico notablemente menores.

Tabla 0.3. Tabla resumen de los casos base y los rangos de simulación utilizados para el análisis de sensibilidad por La Spina et al. (2019) y este trabajo. (*) La presión está relacionada a los cambios en la profundidad del techo de la cámara magmática, ya que la sobrepresión se mantuvo constante en estas modelizaciones (sobrepresión de 20 MPa).

Variable	La Spina et al. (2019)		Este trabajo	
	Caso Base	Rango de simulación	Caso Base	Rango de simulación
Presión [MPa]	15	10–20	191,5*	56 - 198*
Temperatura [°C]	1130	1100–1200	1077	1000 - 1200
Radio del conducto [m]	20	10–30	5	5 - 20
Contenido inicial de H ₂ O [wt%]	1,4	1,0–2,0	3,2	3 - 5
Contenido inicial de CO ₂ [ppm]	4500	3000–9000	-	-
Cristalinidad inicial (vol.%)	33	10 - 45	42	10 - 54
Largo del conducto [m]	500	500	7000	3000 – 7000

Otra posible explicación de que la sensibilidad del modelo a la temperatura presentado en este estudio sea mayor al del modelo de La Spina et al. (2019), es la cristalinidad considerada. Se expuso previamente que el rango de cristalinidad considerado en las modelizaciones iba entre un 10 y un 54 vol.% y el rango de temperatura entre 1000 y 1200 °C, por lo que entre estas iteraciones pueden existir combinaciones de parámetros que carezcan de sentido, principalmente de cristalinidades altas cercanas al 54 vol.% con temperaturas altas cercanas a los 1200°C. Esto ya que termodinámicamente es poco probable que un magma a tan altas temperaturas, similares a las de un basalto, pueda poseer un grado de cristalinidad así de alto. Las fases minerales predominantes de la erupción Pucón son plagioclasa y en menor medida clinopiroxeno (ver Tabla 4.4). Estas fases minerales requieren temperaturas de cristalización, aproximadamente, entre 1060 a 1000°C para una andesita basáltica, dependiendo del valor de presión (Goepfert & Gardner, 2010), como se puede apreciar en la Figura 0.4.

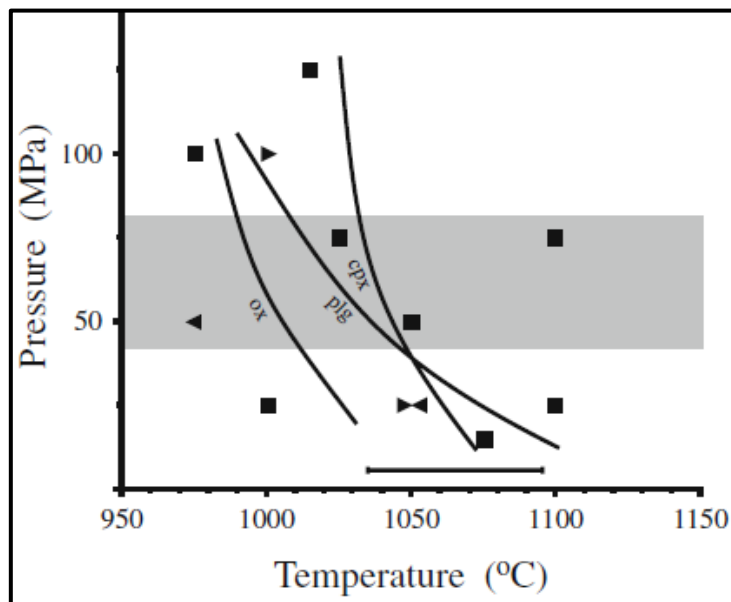


Figura 0.4. Diagrama de fase experimental para una andesita basáltica de la erupción pliniana del volcán Masaya denominada Lapilli Fontana (Pleistoceno Tardío). Cubos y triángulos representan resultados experimentales del trabajo y rectángulo gris representa presión de vapor para contenidos de H₂O cercanos a 2,71 (wt%). Obtenido y modificado de Goepfert & Gardner (2010).

En este sentido, se podría esperar que esas combinaciones de alta cristalinidad con temperaturas altas podrían generar un resultado inexacto, sobrestimando la influencia que tiene la temperatura sobre el modelo, y por ende, dando valores mayores de sensibilidad que el obtenido por La Spina et al. (2019). Sin embargo, estas combinaciones son escasas en comparación con el global de combinaciones totales, por lo que no representan un cambio tan abrupto en los resultados como para que sea el factor más determinante.

6.2 Condiciones preeruptivas de la erupción Pucón

Como se expuso en el apartado 4.3, es posible asociar un valor estándar de la tasa eruptiva alcanzada durante esta erupción explosiva mediante el estudio de la altura de la columna eruptiva. Se calculó que dicha tasa eruptiva corresponde a valores mayores a $8,96 \times 10^7$ kg/s, los cuales pueden ser asociados a valores calculados mediante las modelizaciones y, por ende, asociarlos a un set de parámetros preeruptivos. Sin embargo, esto no necesariamente indica que la erupción se haya dado específicamente con esas condiciones de parámetros, es necesario analizar el proceso de fragmentación del magma.

Por ejemplo, con valores de radio del conducto desde 15 hasta 27 m se obtienen valores de tasa eruptiva superiores a 10^8 kg/s, es decir, superiores al valor de tasa eruptiva mínima calculados para esta erupción. Esto, para cualquier set de parámetros con un grado de cristalinidad entre 10 y 20 vol.%, el cual es un rango que abarca el contenido de fenocristales y microfenocristales expuestos por Lohmar (2008). Sin embargo, no ocurre el proceso de fragmentación para cualquier combinación de estos parámetros preeruptivos, por lo que no es posible afirmar que esta erupción se haya dado en todo este rango expuesto de cristalinidad inicial y radio del conducto volcánico.

Para saber si ocurre el proceso de fragmentación, y por ende una erupción explosiva, se analizaron los gráficos de evolución de presión, fracción de volumen de gas, velocidad de ascenso del líquido y el gas y la viscosidad del fundido, donde este proceso es reconocible por un cambio abrupto en el comportamiento de la pendiente de estos gráficos (Figura 0.5), debido a que la mezcla cambia desde un líquido con burbujas inmersas hacia un gas con partículas líquidas y sólidas dispersas (piroclastos).

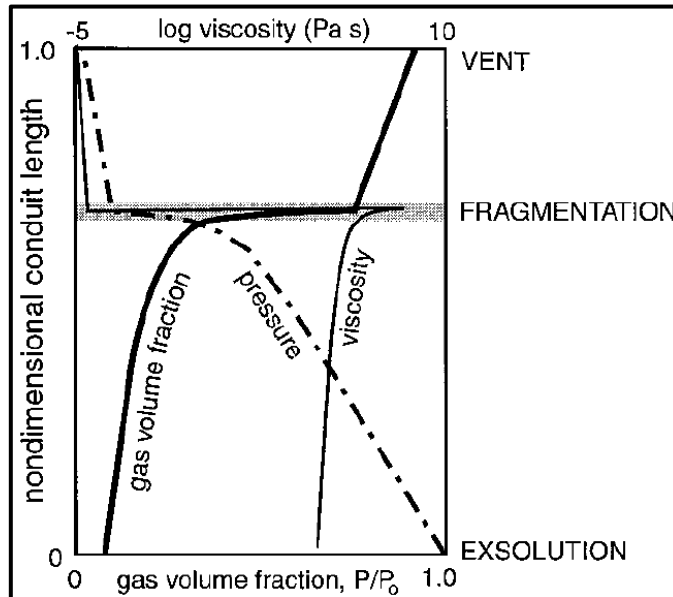


Figura 0.5. Ejemplo del comportamiento estándar de la presión, la fracción de volumen de gas y la viscosidad del magma en ascenso desde la superficie de exsolución hasta la superficie, mostrando el proceso de fragmentación. La simulación fue realizada a partir de un magma riolítico con un contenido de H_2O de 6,5 wt%, largo de conducto de 7000 m, radio de conducto de 127 m, temperatura del fundido de 827 °C y presión de la cámara magmática de 192 MPa. Extraído de Sigurdsson et al. (2018).

Si bien a partir de las Tabla 5.10 a Tabla 5.13, se observa un rango acotado para ciertos parámetros como la cristalinidad del magma y la profundidad del techo de la cámara magmática, y un tanto más amplio para los otros, como el radio, el contenido de agua inicial y la temperatura, no sería del todo correcto exponer que la erupción Pucón se haya dado para cualquier set de parámetros dentro de este rango, existen ciertas restricciones dependiendo del caso. En la Figura 0.6 a Figura 0.9, se muestran histogramas de la distribución de valores (frecuencia) obtenidos para las modelizaciones finales de condiciones preruptivas expuestas en el Anexo D.

En primer lugar, la sobrepresión de la cámara magmática es un parámetro que genera ciertas variaciones en la tasa eruptiva para los diferentes escenarios de condiciones preruptivas. En general, un aumento en el valor de la sobrepresión genera un aumento en el valor de la tasa eruptiva, pero menos casos en que ocurre fragmentación del magma, observándose que cuanto más pequeño es el valor de sobrepresión, más escenarios con una erupción explosiva se registraban (Tabla 5.10 a Tabla 5.13). Además, se puede observar que a medida que el valor de sobrepresión se reduce, los resultados esperados de tasa eruptiva y fragmentación del magma se alcanzan para radios del conducto volcánico cada vez menores, donde una diferencia de 30 MPa de sobrepresión de la cámara genera una diferencia de 2 m de radio del conducto para los escenarios de una erupción explosiva.

Contenido inicial de cristales

De la Figura 0.6, se puede extraer que hay una tendencia a que el magma posea una alta cristalinidad, entre 50 y 56 vol.%, es decir, cercano al valor de empaquetamiento máximo del magma, que en este modelo corresponde a 58 vol.%. Por otra parte, resultados de fragmentación del magma no se daban para cristalinidades de únicamente fenocristales. Valores de hasta 14 vol.% de contenido cristalino, reportados por Lohmar (2008), permitían tener tasas eruptivas del orden de 10^8 kg/s, pero en ninguna modelización se alcanzó fragmentación del magma, por lo que se propone que la cristalización de microlitos durante el ascenso es fundamental para que el magma se fragmente, y en definitiva, con valores de este parámetro que sean cercanos al empaquetamiento máximo, es decir, cerca de un 58 vol.%.

Esto coincide con los resultados expuestos por Moitra et al. (2018), quienes exponen que la cristalización de un contenido de microlitos cercano al empaquetamiento máximo, sería clave en el proceso de fragmentación frágil de un magma basáltico. Esto es debido, principalmente, a que al alcanzar un alto contenido de microlitos, cercano al empaquetamiento máximo, la reología del magma cambia drásticamente (Lejeune & Richet, 1995). Con estos valores de cristalinidad, en las modelizaciones se alcanzan viscosidades de hasta $10^{4.3}$ Pa·s, lo cual es mucho mayor a las viscosidades esperadas para un magma basáltico a andesítico basáltico de entre 100 a 1000 Pa·s (Sigurdsson et al., 2018). Eso provocaría que las burbujas nucleadas en el conducto volcánico, al desvolatilizarse el magma, no pudieran ascender de manera efectiva y denegando su escape, permitiendo que la cantidad de estas burbujas alcance el valor límite de 80%, provocando, finalmente, el proceso de fragmentación.

Existe una tendencia creciente con respecto al contenido de cristales para los diferentes escenarios, es decir, las modelizaciones con resultados esperados se dieron, mayoritariamente, para valores altos de contenido cristalino (56 vol.%), como se puede apreciar en la Figura 0.6. Por otra parte, se encontró que los escenarios de comportamiento explosivo con valores de cristalinidad bajos, como 50–52 vol.% corresponden a modelizaciones en que la cámara magmática es profunda, con temperaturas del magma bajas y un contenido de agua inicial elevado. Por otro lado, se encontró que a medida que aumentaba la sobrepresión de la cámara magmática el contenido cristalino debía ser mayor, donde para valores de sobrepresión sobre los 20 MPa, los resultados esperados no se lograban con cristalinidades cercanas al 50 vol.%.

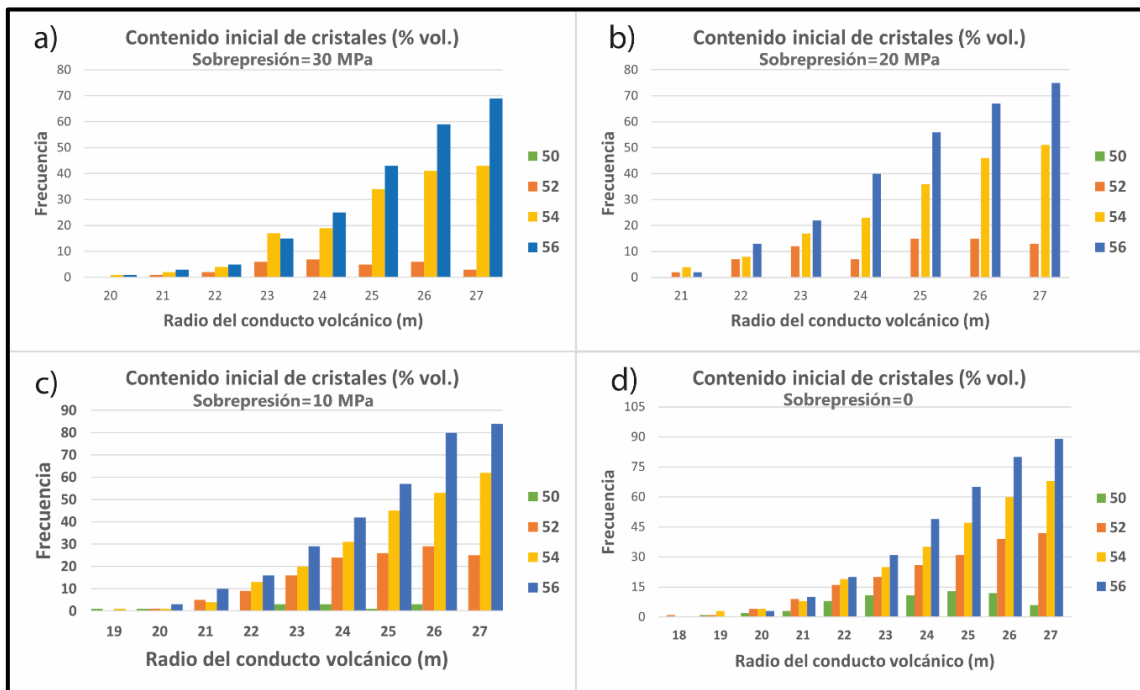


Figura 0.6. Histogramas de distribución de valores de contenido cristalino del magma, con respecto al radio del conducto volcánico, para valores de sobrepresión de la cámara magmática de a) 30 MPa, b) 20 MPa, c) 10 MPa y d) 0.

Profundidad del techo de la cámara magmática

En el caso de la profundidad del techo de la cámara magmática, se obtuvo que este tipo de erupción puede darse para distintos valores de este parámetro. De la Figura 0.7, se puede apreciar que el rango de la profundidad del inicio del conducto volcánico se encuentra, mayoritariamente, entre 3000 y 5000 m, con un ligero aumento en los casos de cámaras profundas de 6000 y 7000 m para los radios de conductos mayores, como 26 y 27 m. Esto es consistente con los resultados obtenidos por Morgado et al. (2015), quienes exponen la presencia de un reservorio del volcán Villarrica de carácter superficial, entre 0 y 5,3 km, adicional a un reservorio profundo en corteza inferior (19-35 km), cercano al límite corteza-manto. Por otro lado, según los resultados obtenidos, cuanto más somera es la cámara magmática, este tipo de erupciones puede darse con temperaturas más bajas, donde los casos en que se obtenían resultados positivos con temperaturas de $\sim 1000^{\circ}\text{C}$, eran principalmente con un valor de profundidad de 3000 m.

A partir de la Figura 0.7, se obtiene que para valores altos de sobrepresión de la cámara magmática (20-30 MPa), no existe una tendencia clara sobre un rango específico de valores de profundidad del techo de la cámara magmática, la frecuencia es similar para los diferentes valores de este parámetro. Por otra parte, para valores bajos de sobrepresión de la cámara magmática (0-10 MPa), se aprecia una tendencia a obtenerse una mayoría de casos para valores bajos de profundidad del techo de la cámara, especialmente para valores de ~ 3000 m. Esto permite razonar que si se considera lo expuesto por Morgado et al. (2015), donde existe un reservorio presente a menos de 5300 m de profundidad, el valor de la sobrepresión de la cámara magmática que hace más sentido es con valores reducidos, entre 0 y 10 MPa.

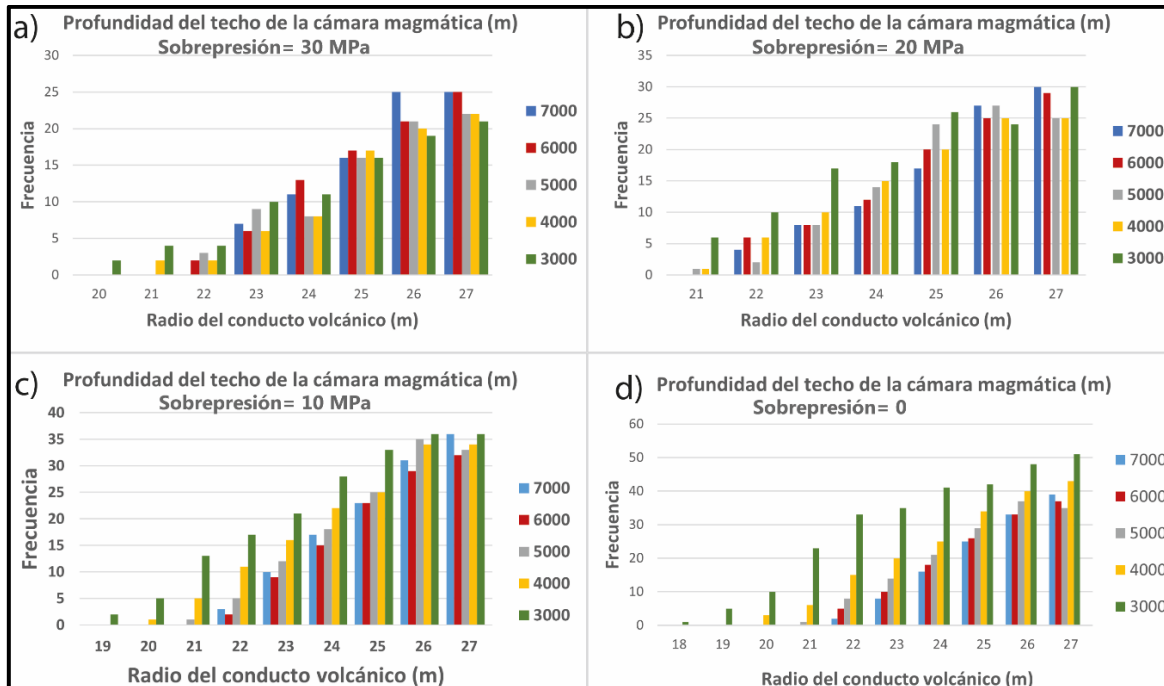


Figura 0.7. Histogramas de distribución de valores de profundidad del techo de la cámara magmática, con respecto al radio del conducto volcánico, para valores de sobrepresión de la cámara magmática de a) 30 MPa, b) 20 MPa, c) 10 MPa y d) 0.

Contenido inicial de agua disuelta

Por otro lado, se obtuvo que los valores de H₂O disuelta en el magma inicialmente, abarcan un rango entre 3,3 y 5,1 (wt%), como se aprecia en la Tabla 5.10 a Tabla 5.13. Valores de 3 wt% de contenido de agua inicial disuelta no fueron obtenidos en las modelizaciones, contrastando con el valor mínimo de este parámetro calculado por Lohmar (2008). Estos valores de contenido de agua disuelta van cambiando conforme se tienen distintos valores de radio, donde la variación es, en promedio, de alrededor de 0,3 wt% cada 1 m de variación del radio del conducto volcánico. Por otro lado, es posible apreciar a partir de la Figura 0.8, que en general los resultados esperados se dan para valores altos de contenido de agua disuelta, donde la mayoría de las modelizaciones muestran un rango entre 4,2 y 5,1 wt% de H₂O. Para valores de radio del conducto bajos como 18 a 23 m, mayoritariamente no se tiene un contenido de H₂O disuelto menor a 3,9 wt%, y a medida que crece el valor del radio del conducto se obtienen resultados positivos de contenido de agua inicial disuelta para un rango más amplio.

Esto mostraría una fuerte dependencia para obtener una erupción explosiva con respecto a la cantidad de agua inicialmente disuelta en el magma. Sin embargo, no se observa una tendencia clara de valores de este parámetro, sino que depende de las otras condiciones preeruptivas, donde este contenido de H₂O disuelta en el magma puede abarcar un amplio rango, pero predominando un alto contenido de este parámetro. Dado esto, se propone un rango amplio de 3,3 a 4,6 wt% de agua inicial disuelta en el magma, para estudiar su comportamiento con los otros parámetros preeruptivos.

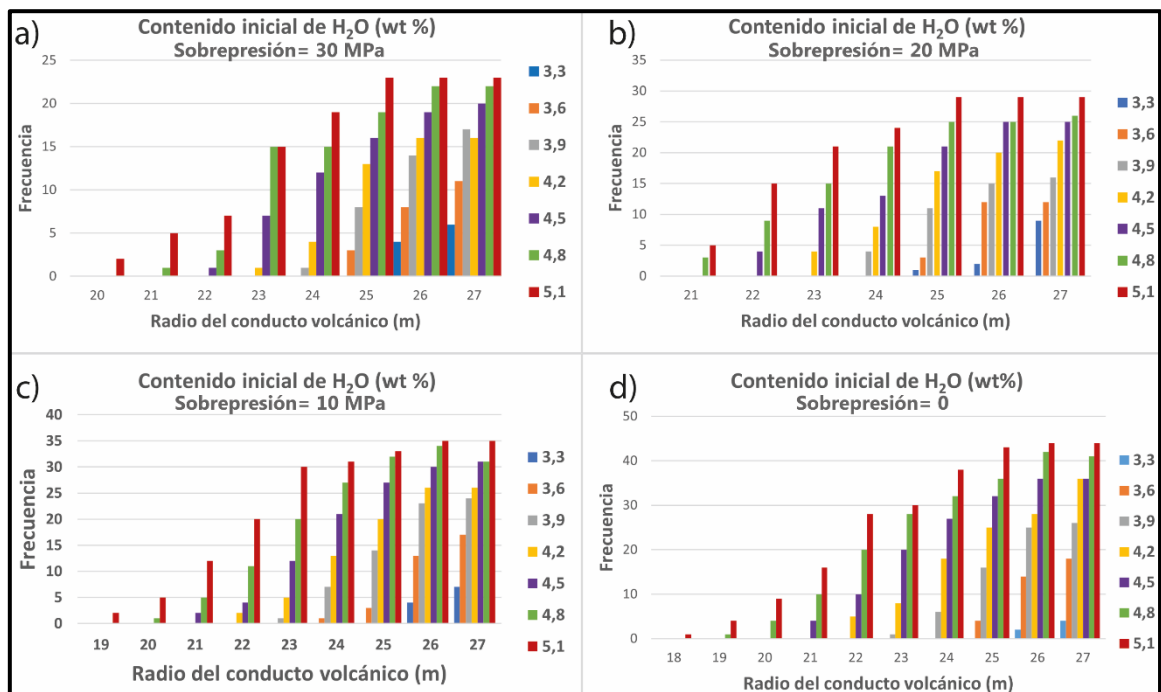


Figura 0.8. Histogramas de distribución de valores de contenido inicial de agua disuelta, con respecto al radio del conducto, para valores de sobrepresión de la cámara magmática de a) 30 MPa, b) 20 MPa, c) 10 MPa y d) 0.

Temperatura del magma

En el caso de la temperatura no existe una clara distinción del rango abarcado por este parámetro. Los resultados del modelo indican que este tipo de erupción puede haberse dado con un rango de temperatura bastante amplio, donde para radios del conducto entre 22 y 27 m, estos valores fluctúan entre 1000 y 1140 °C.

Por otro lado, se obtuvo que, con valores de radio entre 18 y 21 m, los resultados esperados se dan con valores de temperatura específicos y con pocos casos. Con valores de sobrepresión de la cámara magmática entre 0 y 10 MPa y radios del conducto entre 18 y 19 m, los valores de temperatura están entre 1000 y 1100 °C, pero corresponden a solo 8 casos de modelización, de un total de 1580 casos totales. Por otra parte, para valores de 20 y 21 m de radio del conducto, se tienen paulatinamente mayor cantidad de casos (68 de 1580 casos totales), y se dan con un rango de temperatura más amplio, de entre 1000 y 1140°C (Tabla 5.10 y Tabla 5.11), pero en comparación con el resto de valores de radio del conducto, estos son notoriamente menores, por lo que el valor de 21 m sería un valor mínimo para este parámetro.

Se obtuvo también que, a mayores valores de sobrepresión de la cámara magmática, el rango de valores de temperatura del magma era menor, es decir, más acotado. Para valores de sobrepresión de 20 MPa, mayoritariamente, se tenían rangos entre 1000 y 1120°C, para valores de radio del conducto entre 21 y 27 m. Para valores de 30 MPa de sobrepresión, este rango decaía hasta 1000-1100°C, con radios del conducto entre 21 y 27 m, mayoritariamente (solo 2 casos de 20 m de radio del conducto; Tabla 5.13).

Si bien en la mayoría de las modelizaciones, para obtener condiciones de una erupción explosiva y tasa eruptiva correspondiente, existe un aumento para los casos de temperaturas bajas entre 1000 y 1040°C, no existe una clara mayoría con respecto a los otros valores de temperatura, ya que, por ejemplo, a partir de los 1080-1100°C también se ve otro máximo en los gráficos de la Figura 0.9. En este sentido, considerando que la profundidad del techo de la cámara magmática se encontraría entre 3000 y 5000 m, y la sobrepresión de la cámara tuviera un valor entre 0 a 10 MPa, y la falta de una clara y evidente tendencia de valores, se decidió establecer una temperatura del magma con valores entre 1080 y 1120°C, conforme a los resultados expuestos por Lohmar (2008).

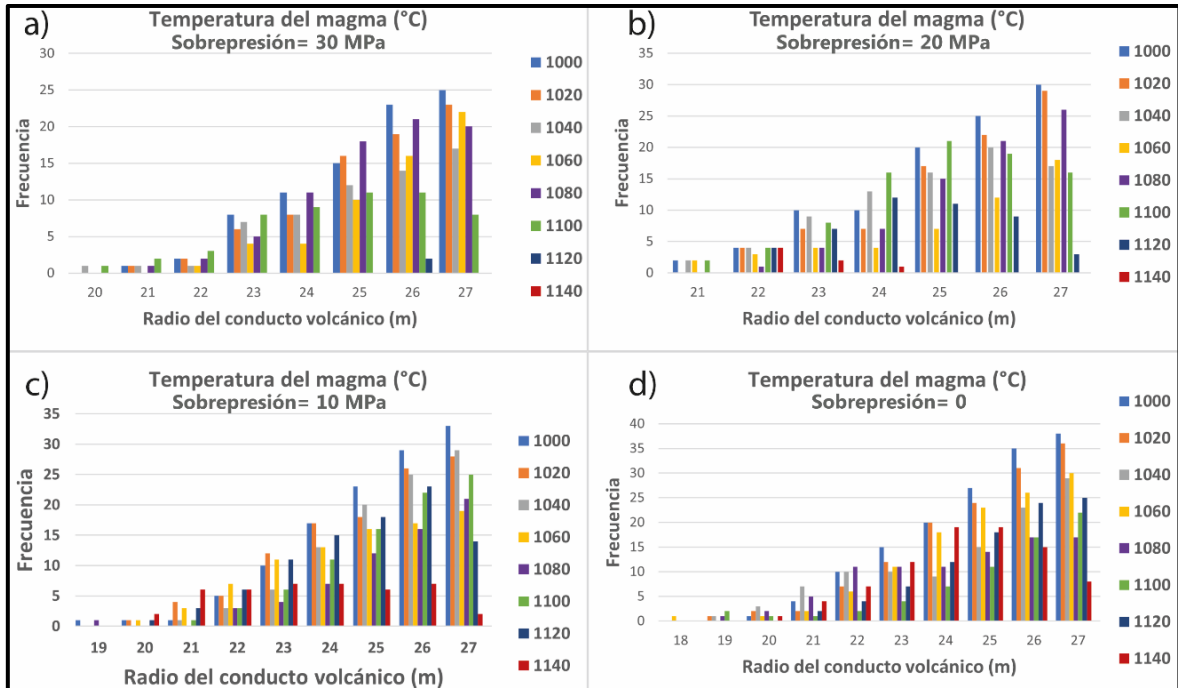


Figura 0.9. Histogramas de distribución de valores de temperatura del magma, con respecto al radio del conducto volcánico, para valores de sobrepresión de la cámara magmática de a) 30 MPa, b) 20 MPa, c) 10 MPa y d) 0.

Dado que el contenido de volátiles es uno de los parámetros que más influyen en el estilo eruptivo de un volcán (Papale et al., 1999), se decidió estudiar a fondo el comportamiento de este parámetro, en conjunto con el principal factor influyente en la intensidad de la erupción, el radio del conducto volcánico. En las Figura 0.10 y Figura 0.11 se puede apreciar el cambio de estilo eruptivo del volcán Villarrica, de efusivo a uno explosivo con respecto al contenido de agua inicial disuelta del magma, para distintos valores del radio del conducto volcánico. Además, se muestra el comportamiento para diferentes temperaturas del magma, para un set de condiciones que se encontró que fuera el más aceptable para esta erupción (sobrepresión de la cámara magmática entre 0 y 10 MPa, profundidad del techo de la cámara entre 3 y 5 km, y contenido de cristales de 56 vol.%).

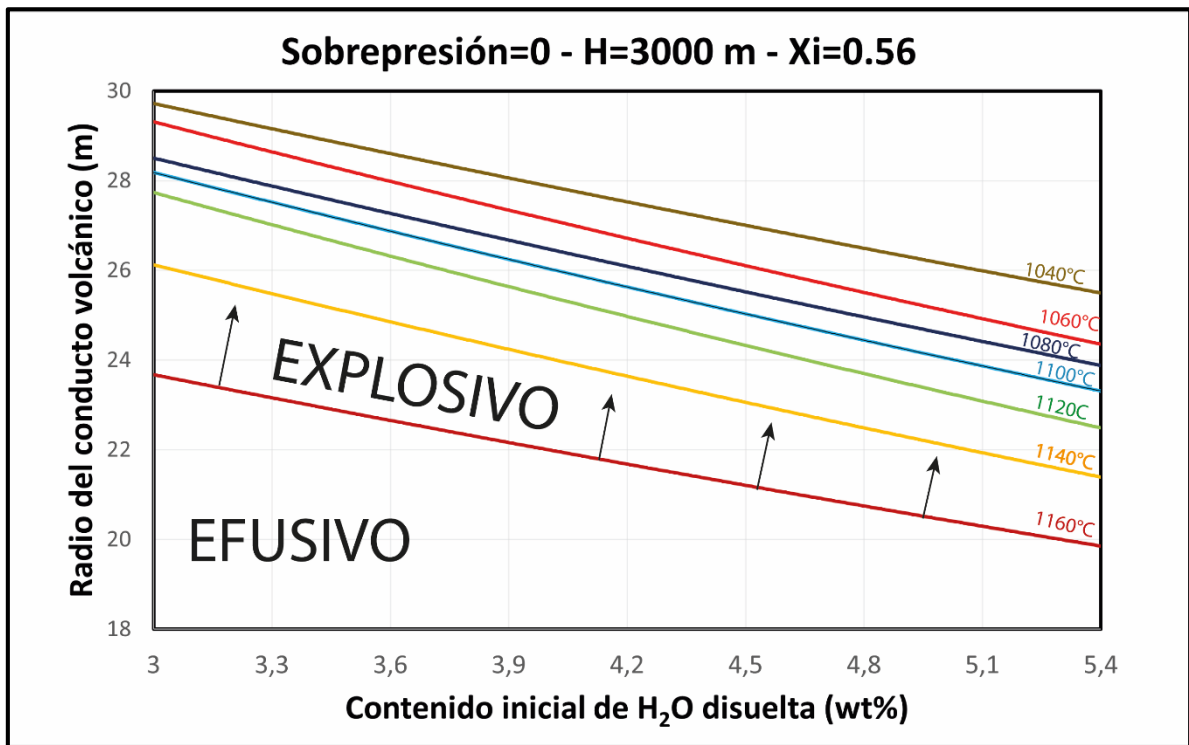


Figura 0.10. Campos de estabilidad de comportamiento efusivo vs explosivo para la erupción Pucón para diferentes valores de temperatura del magma, con respecto al radio del conducto volcánico y el contenido inicial de agua disuelta. Condiciones preeruptivas: Sobrepresión de la cámara= 0, profundidad del techo de la cámara magmática (H)= 3000 m y fracción de contenido inicial de cristales (Xi)= 0,56. Las isólinas de temperatura separan los campos de estabilidad de régimen efusivo y explosivo a partir de valores de tasa eruptiva superiores a $8,96 \times 10^7$ kg/s.

A partir de la Figura 0.10, se puede apreciar que para cualquier temperatura del magma, entre los 1040 y 1160°C, se tiene un comportamiento inverso entre la cantidad de agua disuelta en el magma y el radio del conducto volcánico. En otras palabras, para valores altos de radios del conducto volcánico, un cambio en el comportamiento eruptivo del volcán Villarrica, de efusivo a explosivo, puede darse desde valores bajos de contenido de agua inicial disuelta, mientras que para valores menores del radio del conducto, se necesitarían valores altos de contenido de agua inicial disuelta para gatillar una erupción explosiva. Por ejemplo, si la temperatura del magma es de alrededor de 1140°C (línea amarilla), para un radio del conducto de 22 m, una erupción explosiva se dará para valores de contenido de agua inicial disuelta cercanos a 5 wt% mientras que para las mismas condiciones, si el radio del conducto es de 24 m, esta transición a un estilo explosivo se dará para valores cercanos a 4 wt% H₂O disuelto.

Por otro lado, se puede apreciar que valores más altos del radio del conducto volcánico permiten temperaturas del magma menores para provocar esta transición. Como se explicó anteriormente, el rango de temperatura del magma calculado en las modelizaciones es bastante amplio y no es posible acotarlo con mayor precisión. En este sentido, si se consideran los valores de temperatura expuestos previamente de 1080-1120°C, los cuales se encuentran dentro de las temperaturas calculadas por Lohmar (2008) para las unidades P1 y P2 de la ignimbrita Pucón y si se considera el set de condiciones expuestos en la Figura 0.10, el radio del conducto volcánico puede acotarse a valores entre 23 y 28 m, considerando un rango de contenido de H₂O inicial disuelto entre 3,3 y 4,6 wt%, dentro de los cálculos de Lohmar (2008) para estas unidades.

De la misma forma, por ejemplo, si cambian los valores de sobrepresión y profundidad del techo de la cámara magmática a valores de 10 MPa y 4000 m, respectivamente, se tienen resultados muy similares. Considerando nuevamente valores de contenido de agua inicial disuelta entre 3,3 y 4,6 wt%, y temperaturas del magma entre 1080 y 1120°C, el radio del conducto volcánico se puede acotar a valores entre 24 y 28 m, como se puede apreciar en la Figura 0.11.

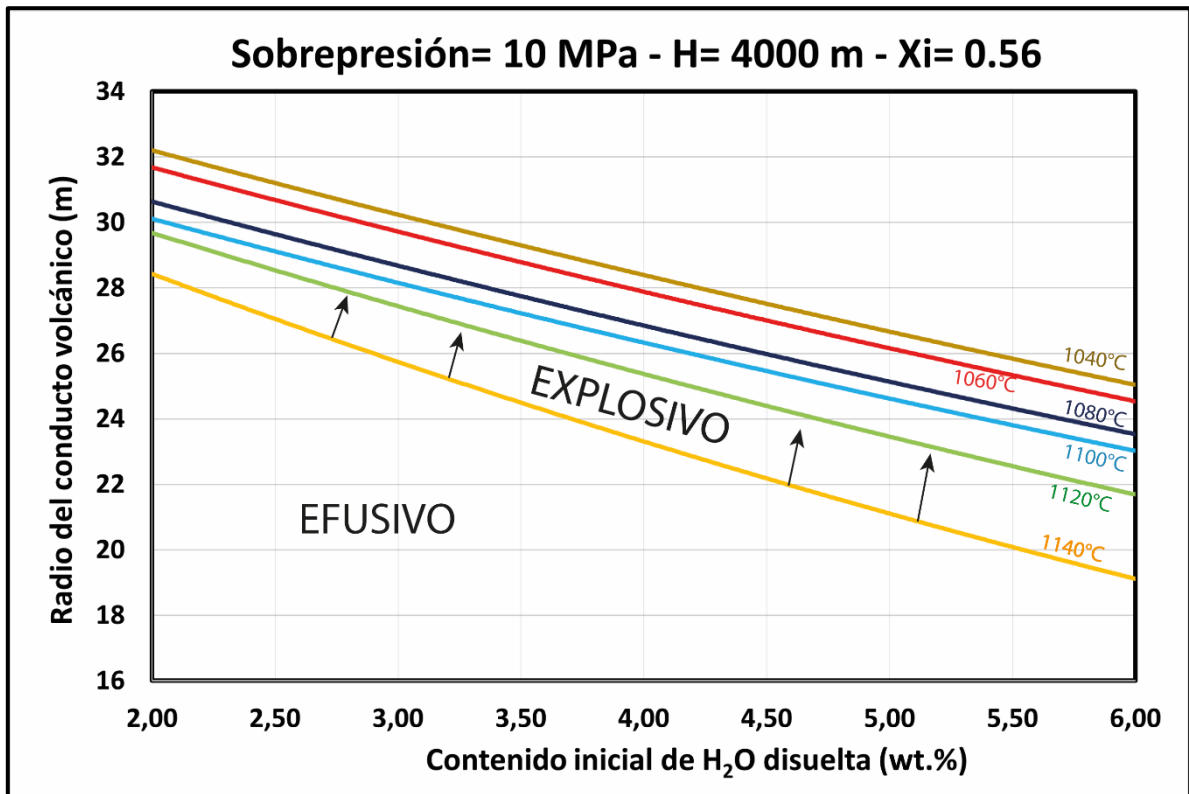


Figura 0.11. Campos de estabilidad de comportamiento efusivo vs explosivo para la erupción Pucón para diferentes valores de temperatura del magma, con respecto al radio del conducto volcánico y el contenido inicial de agua disuelta. Condiciones preeruptivas: Sobrepresión de la cámara= 10 MPa, profundidad del techo de la cámara magmática (H)= 4000 m y fracción de contenido inicial de cristales (Xi)= 0,56. Las isolíneas de temperatura separan los campos de estabilidad de régimen efusivo y explosivo a partir de valores de tasa eruptiva superiores a $8,96 \times 10^7$ kg/s.

De la Figura 0.11 se puede apreciar que es posible que ocurra una transición de régimen efusivo a uno explosivo con una baja cantidad de agua disuelta en el magma. Tomando como ejemplo un contenido de H₂O disuelto de 2-2,5 wt%, este escenario explosivo podría darse si el radio del conducto volcánico fuera más grande, superior a 27 m, para valores de temperatura menores a 1140°C. Por otro lado, si se considera como acertado un valor del radio del conducto volcánico entre 23 y 28 m, este cambio de régimen podría ocurrir, pero con temperaturas que fueran más altas, superiores a 1140°C. Es decir, cambios en el estilo eruptivo del volcán Villarrica podrían darse con un contenido bajo de H₂O inicial disuelto, pero esto requeriría temperaturas sobre los 1140°C.

Finalmente, la estimación del radio del conducto volcánico más aceptable para la erupción Pucón, que corresponde al rango entre 23 y 28 m, es bastante razonable con respecto al estudio de Aravena et al. (2017, 2018) sobre la estabilidad de las paredes del conducto volcánico con respecto a la composición del magma del sistema. En el apartado

4.6 se expuso que para un valor de sobrepresión de 20 MPa y una profundidad del techo de la cámara magmática entre 7000 y 3000 m, el radio del conducto volcánico estimado correspondía entre 2 y 14 m. Sin embargo, con los resultados finales expuestos, y considerando valores de sobrepresión de la cámara magmática entre 0 y 10 MPa, y la profundidad del techo de la cámara entre 3000 y 5000 m, esta estimación del radio del conducto correspondería a valores entre 10 y 23 m.

Por otro lado, Aravena et al. (2018) proponen que es posible asociar un radio del conducto a una tasa eruptiva mínima que la erupción debe alcanzar para producirse estabilidad en el conducto volcánico, como es posible ver en la Figura 0.12.

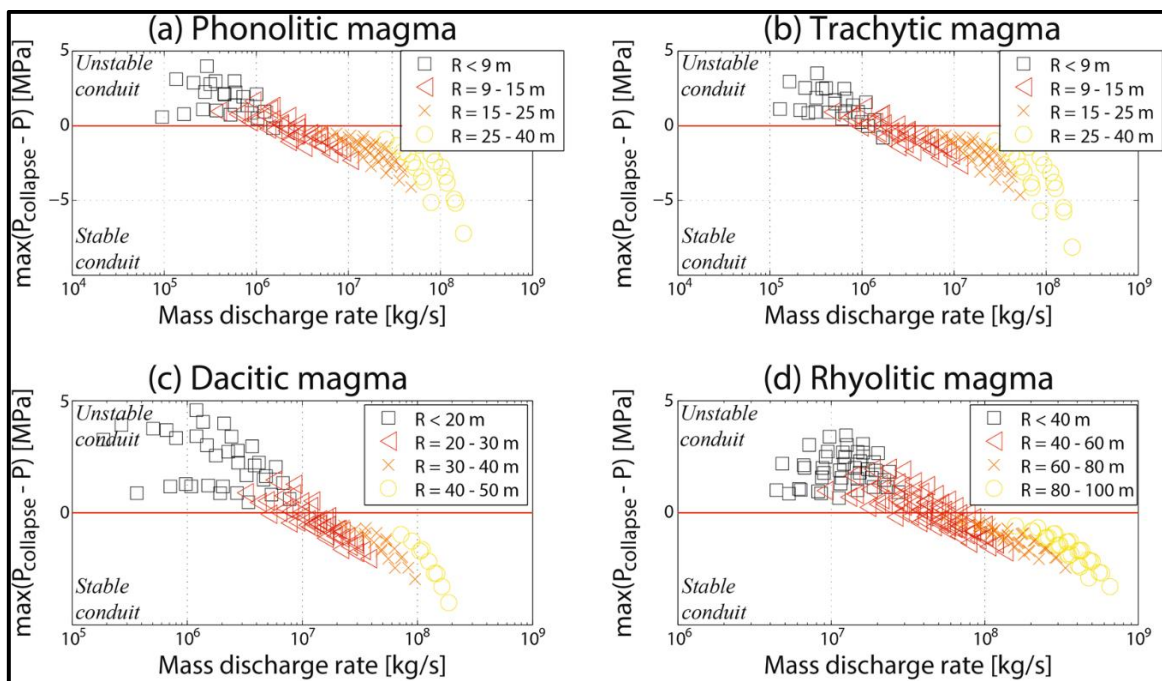


Figura 0.12. Índice de estabilidad con respecto a la tasa eruptiva para magmas de composición a) fonolítica, b) traquítica, c) dacítica y d) riolítica. Los resultados corresponden a modelizaciones con presión al inicio del conducto volcánico entre 115 y 135 MPa para las 4 composiciones y contenido de agua de 4 a 6 (wt%) para (a) y (b) y de 4,5 a 6,5 (wt%) para (c) y (d). Obtenido de Aravena et al. (2018).

Este análisis permite corroborar de una forma estimada los resultados obtenidos, donde la estabilidad del conducto es un parámetro necesario para formar la columna eruptiva que posteriormente generaría un colapso y formaría la ignimbrita Pucón. A partir de la Figura 0.12, se puede apreciar que para magmas menos evolucionados, como los fonolíticos y traquíticos, similares al de la erupción Pucón, en términos de SiO₂ (wt%), el radio mínimo para generar esta estabilidad debe estar entre 9 y 15 m, donde para tasas eruptivas cercanas a 10⁸ kg/s, como las obtenidas para la erupción Pucón, el radio mínimo necesario para tener un conducto volcánico estable está entre 15 a 40 m, lo cual concuerda, de buena forma, con los resultados recién expuestos de rango entre 23 y 28 m para este parámetro.

6.3 Comparación entre la erupción Pucón y otras erupciones del volcán Villarrica y del mundo

6.3.1 Erupciones plinianas basálticas de los volcanes Etna (122 a.C.), Masaya (~2,1 ka AP) y Tarawera (1886 d.C.)

Como se expuso en los capítulos previos de este trabajo, las erupciones explosivas de carácter pliniano para magmas de composición menos diferenciada, como basálticas y andesítica basálticas, son muy inusuales, pero no imposibles de darse.

Las razones de por qué un magma que comúnmente se comporta de manera efusiva y cambia su estilo eruptivo a uno explosivo, son aún desconocidas. Sin embargo, muchos autores han propuesto modelos que explicarían este proceso de alta explosividad, como es expuesto por Houghton et al. (2004), Del Carlo & Pompilio (2004), Sable et al. (2006), Pérez et al. (2009), Goepfert & Gardner (2010), Schaurroth et al. (2016), Campagnola et al. (2016), Moitra et al. (2018) y Bamber et al. (2020). A continuación se analizan y comparan con la erupción Pucón, 3 erupciones de estilo eruptivo pliniano para magmas basálticos: las erupciones de los volcanes Etna (122 a.C.), Masaya (~2,1 ka AP) y Tarawera (1886 d.C.).

Erupción del año 122 a.C. del volcán Etna

La erupción del volcán Etna, Sicilia, Italia en el año 122 a.C., corresponde a una erupción de características similares a la erupción Pucón en términos de estilo eruptivo, donde los productos de esta erupción se resumen en 7 unidades (Coltelli et al., 1998), comenzando con una fase estromboliana, seguido de intercalaciones entre baja actividad freatomagmática y fases plinianas como peak de intensidad (Coltelli et al., 1998; Houghton et al., 2004), dejando un depósito más pequeño que la erupción Pucón, sin las características ignimbríticas, con un total de 0,4 km³ de material emitido (ERD; Coltelli et al., 1998), en contraste con los ~2,7 km³ (ERD) calculados a partir de los trabajos de Silva (2008) y Moreno & Toloza (2015). Además, existe una leve diferencia en la composición del magma emitido, donde la erupción Pucón corresponde a un material de composición andesítico basáltico, mientras que para la erupción del volcán Etna se describe una composición de hawaiiita (48,45-49,99 wt% SiO₂; Coltelli et al., 1998). La mineralogía asociada a los productos es muy similar a la de la erupción Pucón, también compuesta de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno.

Por otra parte, la cristalinidad de las muestras estudiadas por Coltelli et al. (1998), caen en el rango entre 1 y 10 vol.% para fenocristales, mientras que el contenido microlítico para los productos de la erupción del Etna (122 a.C.), puede llegar hasta un 99 vol.% (Sable et al., 2006; Bamber et al., 2020). La temperatura asociada al magma de esta erupción se encuentra en un rango entre 1000 y 1025°C (Goepfert & Gardner, 2010), algo ligeramente menor que los 1080-1120°C propuestos para la erupción Pucón. Por otro lado, Campagnola et al. (2016) realiza modelizaciones numéricas de la dinámica de ascenso de magma para la erupción del volcán Etna (122 a.C.), proponiendo profundidades del techo de la cámara magmática de 6000 m y un radio del conducto

volcánico de 20 m, lo cual concuerda de buena forma con estos mismos parámetros para la erupción Pucón. Finalmente, la altura de la columna eruptiva fue calculada entre 24 y 26 km, con una tasa eruptiva asociada entre $5-8,5 \times 10^7$ kg/s (Coltelli et al., 1998; Houghton et al., 2004), lo cual se acerca a la cota mínima calculada por Moreno & Toloza (2015), de columna eruptiva entre 25 y 40 km y tasas eruptivas superiores a $8,96 \times 10^7$ kg/s.

Erupción del año 1886 d.C. del complejo volcánico Tarawera

Otro ejemplo de una erupción basáltica explosiva corresponde a la erupción de 1886 d.C. del complejo volcánico Tarawera, ubicado en Nueva Zelanda, en la Zona Volcánica del Taupo, la cual corresponde a la mayor y más destructiva erupción volcánica de Nueva Zelanda en tiempos históricos (Walker, 1984). Este complejo volcánico cuenta, mayoritariamente, con depósitos piroclásticos y domos de composición riolítica (Schauroth et al., 2016). El evento eruptivo de 1886 d.C. corresponde a una erupción de tipo fisural que se propagó en dirección SW por 17 km, donde la principal emisión de material fue a partir de una fisura de 7 km de largo, a través de la zona denominada “The Chasm”, mediante la intrusión de un sistema de diques en echelón, atravesando el complejo volcánico Tarawera (Nairn & Cole, 1981). Esta erupción alcanzó un estilo de carácter pliniano en su fase paroxismal, sin embargo, presenta fases freatomagmáticas en su historial, dado por el contacto de la fisura con el campo geotermal de Rotomahana, involucrando agua externa en la erupción (Houghton et al., 2004). Sus productos son de composición basáltica con alto contenido en aluminio (51,24 wt% SiO₂; 17,28 wt% Al₂O₃; Cole, 1969) y, son netamente de caída de piroclastos (escoria), sin emisión de lavas.

La erupción de 1886 d.C. del Tarawera dejó un depósito entre 0,7 y 0,8 km³ (ERD) de material mayoritariamente juvenil (Nairn & Cole, 1981; Walker, 1984), lo cual es considerablemente menor a los ~2,7 km³ (ERD) calculados a partir de Silva (2008) y Moreno & Toloza (2015), pero considerando que la erupción duró tan solo 5 horas aproximadamente (Nairn & Cole, 1981), es comprensible que esta diferencia sea de tal magnitud. Por otro lado, a esta erupción se le atribuye un valor de tasa eruptiva de $1,8 \times 10^8$ kg/s, generando una columna de alrededor de 27,8 km de altura, y dejando un área de distribución del depósito de cerca de 500 km², considerando la isópaca de 10 cm (Walker, 1984). Tanto la altura de la columna y la tasa eruptiva asociada, como la superficie abarcada por el depósito, son comparables con la erupción Pucón, donde la altura de la columna eruptiva, para la erupción del Tarawera 1886 d.C., cae dentro del rango calculado por Moreno & Toloza (2015), así como la tasa eruptiva calculada en este trabajo. Por otra parte, la superficie abarcada tan solo difiere en 30 km² con la reportada por Silva (2008).

En términos de parámetros preruptivos, la principal diferencia se encuentra en la geometría del conducto volcánico. Mientras que para el volcán Villarrica se asume un único conducto de radio constante para un estratovolcán, para el Tarawera se registra una serie de intrusiones de diques que generan una erupción fisural, por lo que no es posible asociar ambas geometrías con respecto a un mismo radio de conducto. La mayoría de los diques encontrados para el Tarawera poseen un radio de cerca de 2 m (Nairn & Cole, 1981), mientras que para la erupción Pucón se posee un radio de más de 20 m. A pesar de estas diferencias en la geometría del conducto, se tienen bastantes

similitudes con otros parámetros asociados a este factor, como por ejemplo la presión total asociada a este sistema magmático. Presiones entre 100 y 300 MPa fueron obtenidas por Sable (2006), lo que coincide en gran parte con el rango obtenido por Lohmar (2008) de menos de 200 MPa. Por otro lado, comparten otras similitudes de parámetros preeruptivos, como el contenido de agua y la temperatura. El rango de contenido de agua disuelta fue calculado entre 3 y 5 wt%, mientras que la temperatura fue de 1080 a 1120 °C para el caso del volcán Tarawera 1886 d.C. (Sable, 2006), lo cual concuerda adecuadamente con los resultados obtenidos en la erupción Pucón por Lohmar (2008), con un 3-4,6 wt% H₂O y 1056-1168 °C, respectivamente.

Finalmente, el contenido inicial de cristales es un parámetro con ciertas diferencias. Para la erupción del volcán Tarawera en 1886 d.C., no se registraron fenocristales en las muestras pero si un contenido microlítico entre 85 a 99 vol.% (Sable, 2006), lo que contrasta con los contenidos de la erupción Pucón, donde si se encontraron fenocristales en las muestras, con un rango de 6-14 vol.%, además de un 42-77 vol.% de microlitos (Lohmar, 2008), por lo que se presentan principalmente diferencias en el contenido de fenocristales, pero comparten la alta presencia de contenido de microlitos.

Erupción de ~2100 años AP del volcán Masaya

El Masaya es un volcán muy activo ubicado a 25 km de Managua, la capital de Nicaragua, registrando más de 26 erupciones, principalmente efusivas (VEI 1-2), desde 1524. Corresponde a un volcán de tipo caldera, cuyos productos son, mayoritariamente, de composición basáltica y que está constantemente degasificándose. Sin embargo, este volcán se encuentra dentro de un complejo volcánico denominado Las Sierras-Masaya, el cual ha tenido episodios de erupciones basálticas explosivas, destacándose 2 eventos principalmente: la erupción Fontana Lapilli y Masaya Triple Layer (Bamber et al., 2020).

La erupción Masaya Triple Layer posee características que son muy similares a la erupción Pucón. En primer lugar, el depósito total posee un volumen de 1,8 km³ (ERD) de productos emitidos de composición basáltica (50-50,5 wt% SiO₂), destacándose 2 facies principales que no poseen grandes diferencias en composición química total entre sí (Bamber et al., 2020). Además, el evento puede definirse bajo 10 fases eruptivas, con 2 episodios de carácter pliniano, separados por fases de freatomagmatismo, caída de ceniza y oleadas piroclásticas (Pérez et al., 2009; Bamber et al., 2020). Por lo tanto, se asemeja a la erupción Pucón en términos de un gran volumen emitido (~2,7 km³ ERD; Silva, 2008; Moreno & Toloza, 2015) y la distribución de los productos (unidades P1 y P2; Silva, 2008), compartiendo esa distinción de una composición química bastante similar entre las 2 unidades o facies. Además, poseen un tipo de actividad volcánica bastante similar, con fases plinianas y de caída de ceniza y de flujo y oleada piroclástica con excepción de la fase freatomagmatica, la cual, según Pérez et al. (2009), alcanzó a ser de estilo freatopliniana.

Por otro lado, comparte otras condiciones preeruptivas con la erupción Pucón, como el rango de temperatura del magma, que va de 1080 a 1100°C, así como el bajo contenido de fenocristales cercanos al 10 vol.% (Bamber et al., 2020). Posee menor contenido máximo de microlitos que los expuestos por Lohmar (2008) para la erupción Pucón,

donde Bamber et al. (2020) expone que este contenido microlítico llega hasta alrededor de un 50 (vol.%). Por otra parte, este volcán posee un largo del conducto volcánico menor al de la erupción Pucón, por lo cual el rango de presión asociado al sistema magmático tampoco es la misma. Bamber et al. (2020) expone un largo del conducto volcánico entre 800 y 1600 m, con una presión asociada a la cámara magmática entre 21 y 42 MPa, bastante diferentes a los 3000 a 5000 m de largo del conducto expuestos en este trabajo y presiones asociadas de 88 a 140 MPa.

En la Tabla 0.4 se muestra una comparación resumen de los parámetros preeruptivos y las características más destacables entre la erupción Pucón, y las erupciones de los volcanes Etna (122 a.C.), Masaya Triple Layer (~2,1 ka AP) y Tarawera (1886 d.C.).

Tabla 0.4. Resumen de la comparación entre la erupción Pucón con las erupciones de los volcanes Etna (122 a.C.), Tarawera (1886 d.C.) y Masaya Triple Layer (~2,1 ka AP), mostrando las características más destacables de cada erupción, así como los parámetros preeruptivos encontrados por los autores. Referencias: erupción Pucón: Lohmar (2008), Silva (2008, 2010), Moreno & Toloza (2015) y este trabajo. Erupción Etna (122 a.C.): Coltelli et al. (1998), Houghton et al. (2004), Sable et al. (2006), Goepfert & Gardner (2010), Bamber et al. (2020). Erupción Tarawera: Cole (1970), Nairn & Cole (1981), Walker (1984), Houghton et al. (2004), Schaurath et al. (2016), Moitra et al. (2018). Erupción Masaya Triple Layer (2,1 ka AP): Kutterolf et al. (2007), Pérez et al. (2009), Bamber et al. (2020).

	Pucón (3,7 ka)	Etna (122 a.C.)	Tarawera (1886)	Masaya Triple Layer (2,1 ka)
Composición del magma SiO₂ [wt%]	Andesítico basáltico 54 - 56,4	Hawaiítico 48,45 - 49,99	Basáltico con alto Al 51,24	Basáltico 50 - 50,5
Presión [Mpa]	88 - 140	60 - 75	100 - 300	21 - 42
Temperatura del magma [°C]	1080 - 1120	1000 - 1025	1080 - 1120	1080 - 1100
Radio del conducto volcánico [m]	23 - 28	20	Fisura: 17 km de largo Diques: ~2 m de ancho	-
Contenido de H₂O inicial disuelto [wt%]	3 - 4,6	2 - 3	3 - 5	1,3 - 2
Contenido cristalino inicial [%vol.]	Fenocristales: 6-14 Microlitos: 42 - 77	Fenocristales: 10 Microlitos: 70	Fenocristales: 1-2 Microlitos: 85 - 99	Fenocristales: 10 Microlitos: hasta 50
Profundidad de techo de la cámara magmática [m]	3000 - 5000	6000	-	800 - 1600
Volumen (DRE) [km³]	2,7	0,4	0,7	1,8
Área máxima (isópaca 10 cm) [km²]	530	530	500	-
Altura columna eruptiva [km]	25 - 40	24 - 26	27,8	21 - 24
Tasa eruptiva [kg/s]	8,96x10 ⁷ - 2,74x10 ⁹	5-8,5x10 ⁷	1,8x10 ⁸	6x10 ⁶ -1,5x10 ⁸
Estilo eruptivo	Estromboliano Vulcaniano Pliniano	Estromboliano Freatomagmático Pliniano	Fretomagmático Pliniano	Pliniano Freatoplino

Posibles mecanismos responsables de la explosividad de la erupción Pucón

Moitra et al. (2018) expone que tasas de deformación de las burbujas cercanas al valor crítico de $\gamma_E = \gamma_{cr} \sim 1 \text{ s}^{-1}$, junto con tasas de descompresión de 1 MPa/s o más, pueden darse para un magma basáltico si la fracción volumétrica de cristales llega hasta un valor cercano al límite de empaquetamiento máximo del magma, cercano al 58 vol.%. Estas 3 condiciones permitirían que un magma basáltico de características microcristalinas se fragmente, formando erupciones plinianas muy explosivas, como por ejemplo la del Etna (122 a.C.) y en el Tarawera (1886 d.C.; Moitra et al., 2018).

Esta hipótesis de un alto contenido cristalino del magma ascendiendo, es fundamentada también por otros autores, y se da para las 3 erupciones estudiadas, como se puede apreciar en la Tabla 0.4. Sable et al. (2006), exponen que el magma que generó la erupción pliniana del volcán Etna (122 a.C.) sufrió una desgasificación acoplada que está relacionada con una descompresión y ascenso rápidos. Esto sería provocado debido a una acentuada cristalización de microlitos, la cual aumentó la viscosidad efectiva del fundido durante el ascenso (Sable et al., 2006), denegando un escape efectivo de las burbujas, y finalmente gatillando la fragmentación del magma y una erupción explosiva. Por otro lado, Bamber et al. (2020) también proponen altas cristalinidades (~50 vol.%) del magma alcanzadas en poco tiempo durante el ascenso, lo que generaría un cambio en la reología del magma, aumentando su viscosidad en 6 órdenes de magnitud, provocando el acercamiento hacia el umbral de la fragmentación, para el magma que generó la erupción “Triple Layer” del volcán Masaya (2,1 ka AP).

Este alto contenido microlítico, necesario para gatillar una ruptura frágil del magma, puede ser relacionado con el magma que generó a la erupción Pucón, el cual corresponde a un fundido microcristalino de composición andesítica basáltica con contenido de microlitos de hasta un 77 vol.% (Lohmar, 2008), por lo que es posible decir que este proceso de cristalización activa durante el ascenso de magma, haya sido una componente fundamental para la erupción explosiva del volcán Villarrica que formó a la ignimbrita Pucón, como se puede apreciar en la Figura 0.6, donde la mayoría de los casos se alcanza para un valor de contenido de cristales de 56 vol.%.

Walker (1984) expone que las erupciones freatomagmáticas provocadas por la interacción agua-magma a través del contacto entre la fisura de la erupción del complejo volcánico Tarawera con el campo geotermal Rotomahana, fue el proceso fundamental para la erupción explosiva de carácter pliniano de este volcán. De la misma manera, Pérez et al. (2009), también expone que la presencia de agua externa controló todas las fases de la erupción del volcán Masaya, aumentando incluso la explosividad de los eventos puramente magmáticos debido a la vaporización del agua (Pérez et al., 2009). Por otra parte, Houghton et al. (2004) propone que procesos en el conducto volcánico asociados a una desgasificación a partir de sistema abierto, serían más fundamentales para gatillar una erupción explosiva que procesos externos como la presencia de agua subterránea. Sin embargo, el freatomagmatismo si tendría un rol importante luego que la erupción ya se detona. Cuando una porción grande del magma se desgasifica, el fundido aumenta su viscosidad (cristalización de microlitos), generando un ascenso más lento, y por ende, una disminución de la intensidad, permitiendo que la interacción agua-magma

sea más efectiva en caso de estar presente (Houghton et al., 2004). Esto podría ser un proceso que ocurrió en el volcán Villarrica para la erupción Pucón, como es descrito por Lohmar (2008) y Silva (2008), quienes exponen que la presencia de agua externa podría haber jugado un rol importante en la erupción. Según Silva (2008), la interacción del magma con el nivel de agua externo podría haber pulverizado una alta cantidad de roca del conducto en un momento intermedio de la erupción, evidenciado en la alta presencia de fragmentos líticos de la unidad P2, el amplio rango de vesicularidades de las muestras obtenidas y la presencia de clastos densos con disyunción prismática (Silva, 2008). Dado esto, entonces, el freatomagmatismo puede haber jugado un rol importante en contribuir y/o mantener la explosividad de la erupción Pucón, pero no necesariamente que la haya gatillado.

Finalmente, estas 3 erupciones poseen depósitos asociados a la erupción Pucón muy similares, tanto en el área de distribución (erupciones Etna; 122 a.C. y Tarawera; 1886 d.C.), como en el volumen asociado (erupción Masaya; ~2,1 ka AP). A su vez, las columnas eruptivas, y las tasas eruptivas asociadas a ellas, también se pueden relacionar de forma bastante certera a la erupción Pucón, donde las columnas de estas 3 erupciones corren en el rango de 21-28 km aproximadamente, con tasas eruptivas entre 6×10^6 - 2×10^8 kg/s. De la Tabla D.1 a Tabla D.4 se puede apreciar que el valor máximo de tasa eruptiva es cercano a $1,8 \times 10^8$ kg/s. De esta forma, entonces se podría acotar el valor de la tasa eruptiva de la erupción Pucón a valores entre $8,96 \times 10^7$ y $1,8 \times 10^8$ kg/s, lo que según la Tabla 5.9, correspondería a valores de columna eruptiva entre 25 y 30 km, según la metodología de Carey & Bursik (2000), lo que concuerda con los valores de columna eruptiva reportados para las erupciones Etna (122 a.C.), Masaya Triple Layer (2,1 ka) y Tarawera (1886 d.C.) recién mencionados. Esto, considerando que el cálculo de la columna es referente al depósito de caída inicial de la erupción Pucón, es decir, la tasa eruptiva asociada corresponde a este depósito y no la ignimbrita en sí, ya que habitualmente para que la columna eruptiva colapse y genere un depósito de ignimbrita, la tasa eruptiva debe crecer considerablemente. Es por esto que el valor recién acotado correspondería a la tasa eruptiva mínima, y columna eruptiva mínima que alcanzó la fase de la erupción Pucón que generó el depósito de la ignimbrita.

6.3.2 Erupciones históricas (1921, 1948 y 1971) y erupción del año 2015 del volcán Villarrica

El volcán Villarrica presenta 3 eventos destacables en el siglo 20, que corresponden a las erupciones andesíticas basálticas de 1921, 1948 y 1971 y un evento reciente que también es destacable, la erupción del año 2015, también de composición andesítica basáltica (se hace la distinción entre las erupciones históricas y la de 2015 debido a que esta última no pertenece a la Subunidad Histórica de la Unidad Villarrica 3, expuesta por Moreno & Clavero, 2006).

La erupción de 1921 corresponde a un evento de estilo estromboliano (IEV 1-2) que emitió material piroclástico, columnas de gases y flujos de lava Aa y Pahoehoe de un total de $13 \pm 3 \times 10^6$ m³. La duración total de la erupción fue de alrededor de 36 horas (Petit-Breuilh, 1994; Pizarro et al., 2019), y no se registra una altura de columna asociada a esta erupción.

La erupción de 1948 corresponde al episodio más violento de estas 3 erupciones y del siglo 20 en el volcán Villarrica, con un estilo estromboliano vigoroso (IEV 3) en su fase paroxismal y que duró alrededor de 3 meses y medio en total. La columna eruptiva se elevó hasta 8 km desde el cráter del volcán y cerca de $16 \pm 4 \times 10^6$ m³ de material fue emitido en forma de flujos de lava de tipo Aa. Por otro lado, se registraron explosiones en la erupción, así como flujos piroclásticos menores, emisión de material piroclástico y lahares (Moreno & Clavero, 2006; Pizarro et al., 2019).

La erupción de 1971 fue de menor intensidad, aunque con episodios explosivos. Duró alrededor de 2 meses y su estilo fue freatomagmático violento a estromboliano (IEV 2), con una fase paroxismal caracterizada por la ocurrencia de fuentes de lava de hasta 400 m, registrándose una columna eruptiva de máximo 3 km de altura en esta fase. Se estimó un volumen de $26 \pm 7 \times 10^6$ m³ para las lavas emitidas, las cuales poseen morfologías de tipo Aa (Petit Breuilh, 1994; Moreno & Clavero, 2006; Pizarro et al., 2019).

Pizarro et al. (2019) hicieron un estudio sobre las diferencias composicionales de plagioclasa presentes en las 3 lavas de estas erupciones históricas del volcán Villarrica, con el fin de determinar las condiciones del reservorio y los procesos y dinámicas que provocaron estos cambios en esta fase mineral. A través de modelización termodinámica con el software MELTS, Pizarro et al. (2019) obtuvieron que las condiciones preeruptivas para generar las lavas anteriormente descritas, fueron de: 1) temperaturas entre 1077-1107°C, con un promedio de 1092°C para grupos minerales con plagioclasa para las 3 lavas, y un valor de ~1190°C para un grupo sin plagioclasa para la lava de 1948. 2) valores de presión de 0,5 kbar (50 MPa). 3) contenido inicial disuelto de H₂O de 0,5-1,2 (wt%). 4) cristalinidad del magma de 44 vol.% de fenocristales y 37 vol.% de microlitos (lava de 1921); 27 vol.% de fenocristales y 64 vol.% de microlitos para la lava de 1948; 23 vol.% de fenocristales y 67 vol.% de microlitos para la lava de 1971.

La erupción del volcán Villarrica de 2015, fue una erupción de tipo estromboliano intenso (IEV 1) de corta duración (~55 minutos en total y ~18 minutos en su fase paroxismal), con fuentes de lava que alcanzaron alturas entre 400 y 1500 m, y una columna eruptiva entre 8 y 12,3 km de altura, por lo que la tasa eruptiva asociada a la erupción es de $1,13-1,87 \times 10^3$ kg/s (Naranjo, 2015; Romero et al., 2016). Entre los depósitos generados por esta erupción se destacan depósitos piroclásticos de tipo balísticos (aglutinado y flujo *spatter*), flujos piroclásticos, caída de escoria, y depósitos de lahar. Romero et al. (2015) realizaron un estudio petrográfico sobre una muestra de caída de escoria que corresponde a una toba con contenido cristalino de ~20 vol.% de fenocristales, ~35 vol.% de microlitos, y 45 vol.% de vidrio. Por otra parte, los productos de escoria poseen una composición andesítica basáltica con medio contenido de K₂O (56,7 wt% SiO₂; 0,9 wt% K₂O; Bertin et al., 2015), y representan un volumen total de material asociado a la erupción de $4,7 \pm 1 \times 10^6$ m³ (no-ERD; Bertin et al., 2015) y entre $4,4$ y $7,3 \times 10^{-3}$ km³ (no-ERD; Romero et al., 2015). Bertin et al. (2015) calcularon temperaturas de cristalización de clinopiroxenos entre 1050-1150 °C, con procesos de cristalización fraccionada inferidos a partir de la petrografía y geoquímica de las muestras estudiadas. Contenidos de agua disuelta y presiones asociadas al sistema no han sido estudiadas hasta la fecha.

En este sentido, se pueden notar claras diferencias entre las condiciones de estas 4 erupciones y la erupción Pucón. En primer lugar, la presión asociada al sistema es bastante diferente para las erupciones históricas. Las presiones asociadas a la erupción Pucón son de alrededor de 88-140 MPa, mientras que la presión asociada a las lavas de 1921, 1948 y 1971 es de casi la mitad que estos valores, lo que tendría una gran repercusión en la dinámica del ascenso magmático, al estar directamente relacionado a la exsolución de volátiles y la cristalización durante este proceso. Por otra parte, se marca una notoria diferencia en el contenido de agua inicial disuelta para las erupciones históricas, con una variación de más de 2 (wt%) con respecto a los 3-4,6 wt% calculado por Lohmar (2008).

Existen, además, diferencias notorias en el contenido cristalino. Si bien el contenido de fenocristales es mayor que el de la erupción Pucón para las 3 lavas históricas y para el material piroclástico de 2015, este parámetro pareciera no tener tanta incidencia en el tipo de erupción, ya que la lava con el mayor contenido de fenocristales (44 vol.% para la erupción de 1921), fue originada por la erupción más tranquila de las 4 estudiadas (Tabla 0.5). Por otra parte, el contenido de microlitos si podría tener una mayor incidencia en el resultado de la erupción. Las lavas de 1948 y 1971 son las que más contenido de microlitos tienen de las 3 erupciones históricas, y son las que presentaron episodios más explosivos, especialmente la de 1948 (Pizarro et al., 2019). La lava de 1921 presenta solo 37 vol.% de microlitos, y es la que registró menos explosividad de las erupciones históricas (Tabla 0.5).

Tabla 0.5. Tabla comparativa de las características principales de las erupciones de 1921, 1948, 1971 y 2015, con la erupción Pucón, junto con el contenido cristalino presentes en las lavas de los eventos históricos y el material piroclástico de 2015. Recopilado a partir del trabajo de Clavero (2015), Bertin et al. (2015), Romero et al. (2016) y Pizarro et al. (2019).

	Pucón (3,7 ka)	1921	1948	1971	2015
Estilo eruptivo	Vulcaniano - pliniano IEV ~5	Estromboliano IEV 1-2	Estromboliano Vigoroso IEV 3	Estromboliano IEV 2	Estromboliano intenso IEV 1
Duración de la erupción	-	36 horas	3,5 meses	2 meses	~55 minutos
Altura columna eruptiva [km]	25 - 40	-	8	3	8 - 12
Volumen emitido [m³]	~2700 x 10 ⁶ (ERD)	~13 x 10 ⁶ (no-ERD)	~16 x 10 ⁶ (no-ERD)	~26 x 10 ⁶ (no-ERD)	~1,22 x 10 ⁶ (ERD)
Contenido cristalino [%vol.]	Fenocristales: 6-14 Microlitos: 42 - 77 Vidrio: 17 - 54	Fenocristales: ~44 Microlitos: ~37 Vidrio: ~19	Fenocristales: ~27 Microlitos: ~64 Vidrio: ~9	Fenocristales: ~23 Microlitos: ~67 Vidrio: ~10	Fenocristales: ~20 Microlitos: ~35 Vidrio: ~45

Sin embargo, en el caso de las erupciones de 1921, 1948 y 1971, al ser lavas el producto estudiado, es altamente probable que esta cristalización de microlitos sea posteruptiva y no representa un proceso durante el ascenso y previo al emplazamiento. Generalmente, los productos piroclásticos poseen menor contenido cristalino debido a que poseen un

enfriamiento más eficiente, por lo que no alcanzan a cristalizar fases minerales y predomina el vidrio. Por otro lado, las lavas poseen un enfriamiento menos eficiente, es decir, tienen más tiempo en enfriarse y solidificarse, cristalizando fases minerales en forma de microlitos y menos cantidad de vidrio. Dado esto, sería más apropiado estudiar los productos piroclásticos de las erupciones históricas para poder analizar y comparar efectivamente este parámetro de contenido cristalino con el de la erupción Pucón.

Dado esto, el contenido microlítico de las erupciones históricas es entonces, un techo para el contenido de microlitos de la erupciones, es decir, el contenido microlítico que cristalizó durante el ascenso debe ser notoriamente menor, lo que a su vez podría explicar el por qué estas erupciones no llegaron a ser tan explosivas y violentas como la erupción Pucón. De la misma forma, independientemente de que este contenido de microlitos debería ser notoriamente menor para las lavas históricas, se aprecia esa tendencia a que el mayor contenido de microlitos genera una erupción más explosiva (1948, 1971) en comparación con aquella que posee menos microlitos y presentó un estilo efusivo (1921).

Por otro lado, el producto estudiado de la erupción de 2015 representa una muestra comparativa con la erupción Pucón, al haber ser un fragmento piroclástico juvenil (Romero et al., 2015). En este sentido, se puede apreciar la misma tendencia, un contenido de microlitos que es relativamente alto con respecto a los fenocristales, lo que habría provocado la naturaleza medianamente explosiva de la erupción (Tabla 0.5), pero al no ser un contenido tan alto en comparación a la erupción Pucón, no habría tenido el potencial de escalar en cuanto a explosividad y estilo eruptivo, lo que también se aprecia en la corta duración de la erupción.

Por lo tanto, el contenido de volátiles disueltos que posee el magma, junto con el contenido de microlitos cristalizados durante el ascenso, podrían ser los factores clave en la dinámica de una erupción y los procesos que la involucran, como fue expuesto en las discusiones previas de los resultados de este trabajo.

Pizarro et al. (2019), exponen 2 hipótesis para explicar el origen de los magmas de las erupciones de 1921, 1948 y 1971 del volcán Villarrica. En primer lugar, habrían sufrido un evento de mezcla termal por la llegada de un magma caliente desde profundidad de alrededor de 100°C a una presión de 50 MPa. Por otro lado, un proceso de mezcla "críptica" podría haberse dado, incorporando pequeñas cantidades de un magma máfico más rico en volátiles y más caliente (Pizarro, 2018), añadiendo agua al sistema hasta que la cantidad de H₂O disuelto fuera de alrededor de 1,2 wt%.

La hipótesis de la ocurrencia de mezcla termal, para las erupciones del siglo 20 del volcán Villarrica, es una posibilidad a tener en cuenta como el proceso que haya gatillado a la erupción Pucón. Es probable que un magma más máfico y caliente, como el que predominaría en el reservorio profundo del límite corteza-manto expuesto por Morgado et al. (2015), haya calentado el magma residente en la cámara magmática superficial del volcán Villarrica (entre 3 a 5 km) y generado un flujo convectivo dentro del reservorio. Además, con este proceso ocurriría una disminución en la solubilidad del H₂O, generando una acentuada exsolución de volátiles y por ende una sobrepresión en la cámara magmática, gatillando el ascenso. La naturaleza explosiva la erupción Pucón, por otro

lado, se debió haber dado debido a la acentuada cristalización de microlitos durante el ascenso, debido a esta misma exsolución marcada de volátiles, aumentando considerablemente la viscosidad efectiva de la mezcla, evitando que los volátiles exsueños escaparan del magma, provocando la fragmentación y posterior erupción explosiva.

Por otra parte, una mezcla composicional (mezcla críptica) a partir de un magma más máfico y rico en volátiles, también podría ser una hipótesis que explique la dinámica explosiva de la erupción Pucón. Esto debido a que un flujo de H₂O desde un magma que esta intruyendo, aumentaría la disponibilidad del magma residente en exsolver mayor cantidad de volátiles y por ende generar cristalización durante el ascenso y finalmente fragmentación del magma. Sumado a esto, la transferencia de calor propia de esta mezcla de un magma más caliente, generaría una disminución en solubilidad del H₂O, como se expuso previamente, por lo que ambas hipótesis podrían explicar la ocurrencia de la erupción Pucón. Sin embargo, Ruprecht & Bachmann (2010) exponen que el calentamiento de un magma rico en volátiles, mediante la intrusión de otro magma más caliente (mezcla termal), controla la transición hacia erupciones explosivas, en contraste con una mezcla composicional. En otras palabras, un calentamiento por mezcla composicional sería más eficiente que una mezcla termal en transferir el calor provocado por la llegada de un magma más caliente hacia grandes volúmenes de fundido, favoreciendo la difusión de volátiles y disminuyendo la viscosidad del fundido, lo que provocaría finalmente que la erupción sea más efusiva que explosiva (Ruprecht & Bachmann, 2010).

De igual forma, Lohmar et al. (2012) plantean que la erupción que generó el depósito de la ignimbrita Lican (~13,8 ka AP), en el volcán Villarrica, también sufrió un calentamiento debido a la llegada de otro magma más caliente y máfico (composicional y/o termal) que emitió pulsos de magma y produjo exsolución de volátiles y mezcla convectiva. Morgado et al., (2015) también propone que la erupción del volcán Villarrica de 1971 sufrió un evento de calentamiento por parte de la llegada de un magma en profundidad hacia un reservorio más superficial. Del mismo modo, si se tiene en cuenta que las composiciones químicas de las muestras de las unidades de la ignimbrita Pucón son bastante similares y acotadas (Tabla A.2; Lohmar, 2008), es poco probable que una mezcla composicional haya sido el mecanismo principal que haya generado el magma que originó a la erupción Pucón, por lo que, *a priori*, la mezcla termal sería una hipótesis más sólida a considerar para esta erupción explosiva del volcán Villarrica.

7. Conclusiones

A partir del uso de modelización numérica mediante el software Matlab, se han podido determinar los principales parámetros preeruptivos que favorecieron la ocurrencia de la erupción explosiva del volcán Villarrica, en los Andes del Sur, que generó el depósito de la ignimbrita Pucón (~3700 años AP), tanto en intensidad como en estilo eruptivo.

Mediante la realización de un análisis de sensibilidad de variables, realizado sobre el parámetro de salida correspondiente a la tasa eruptiva, se encontró que el radio del conducto volcánico es el factor más influyente en el modelo de ascenso de magma, y por ende para la intensidad de la erupción Pucón, con un 67% de influencia. Por otro lado, la temperatura del magma es el siguiente parámetro al que el modelo es más sensible, en un rango notoriamente menor, con un 16%. Le sigue, después, el contenido de H₂O inicial disuelta en el magma (7%), la profundidad del techo de la cámara magmática (6%), y finalmente el contenido inicial de cristales, con casi un 4%.

Se encontraron las condiciones preeruptivas más probables para el magma que originó a la erupción Pucón, correspondientes a: 1) una sobrepresión de la cámara magmática entre 0 y 10 MPa, 2) una profundidad del techo de la cámara magmática entre 3 y 5 km, 3) un contenido de cristales cercano al empaquetamiento máximo, es decir, de 56 vol.%, 4) una temperatura del magma entre 1080 y 1140°C y, 5) un contenido de agua inicial disuelta entre 3,3 y 4,6 wt%. Con estas condiciones, se acotó el valor del radio del conducto volcánico asociado a la erupción Pucón a valores entre 22 y 28 m.

Por otro lado, se obtuvo que el radio del conducto volcánico y la cantidad de agua disuelta en el magma tienen un comportamiento inverso entre sí, es decir, para valores altos de radios del conducto, un cambio en el comportamiento eruptivo del volcán Villarrica, de efusivo a explosivo, puede darse desde valores bajos de contenido de agua inicial disuelta, mientras que para valores menores del radio del conducto, se necesitarían valores altos de contenido de agua inicial disuelta para gatillar una erupción explosiva. De la misma manera, se obtuvo que cambios en el estilo eruptivo del volcán Villarrica podrían darse con un contenido bajo de H₂O inicial disuelto, pero esto requeriría temperaturas más altas del magma, sobre los 1140°C.

De la misma forma, a pesar de que el radio del conducto volcánico es el parámetro más influyente en la intensidad de una erupción, no ha sido objeto de estudio ni ha sido mencionado abiertamente en la literatura para este tipo de eventos, donde se han propuesto múltiples hipótesis que expliquen la ocurrencia de estas erupciones de condiciones ignimbríticas para magmas poco diferenciados, como mezclas composicionales, termales, adición de agua mediante la incorporación de granitos del basamento al reservorio o actividad freatomagmática, entre otras. Sin embargo, ninguno considera el rol de la geometría del conducto volcánico y en especial el radio del conducto, donde este estudio propone que este tipo de erupciones explosivas como la de la erupción Pucón, puede darse con condiciones preeruptivas que no se alejan de las actuales, siempre y cuando el radio del conducto volcánico posea las condiciones y dimensiones adecuadas. En este sentido, estas erupciones explosivas de magmas poco

diferenciados pueden darse con alto o bajo contenido de agua inicial disuelta, temperaturas típicas del rango de basálticas y andesítica basálticas, en un amplio rango de presiones, y un contenido de cristales inicial (fenocristales) no tan alto, pero requeriría un radio del conducto volcánico mayor al esperado para magmas de estas composiciones.

Por otra parte, se obtuvo que el contenido de agua inicial disuelta en el magma, y en especial el contenido cristalino de microlitos, fueron fundamentales en los procesos de ascenso de magma y en definitiva para controlar el estilo eruptivo del volcán Villarrica durante esta erupción. Esto debido a que se encontró que fueron los mayores parámetros controladores del proceso de fragmentación, principalmente debido a su relación con la cantidad de burbujas generadas y la viscosidad de la mezcla, cambiando la reología del magma y denegando un escape efectivo de estas burbujas, gatillando el proceso de fragmentación de magma.

Por consiguiente, en términos del comportamiento de la erupción explosiva, el contenido de cristales y de volátiles no tendría tanta incidencia en la intensidad de la erupción, es decir, en la tasa eruptiva, como si lo tendría el radio del conducto volcánico, visto a través del análisis de sensibilidad. Sin embargo, si serían factores clave en controlar la transición de un régimen efusivo a uno explosivo, es decir, en el estilo eruptivo.

En este sentido, la alta incidencia que tiene la cristalización de microlitos en la dinámica de ascenso y el estilo eruptivo del volcán Villarrica, también se evidencia en las erupciones plinianas basálticas de los volcanes Etna (122 a.C.), Masaya (~2,1 ka AP) y Tarawera (1886 d.C.), las cuales también poseían un alto contenido de microlitos (>50 vol.%) asociados al ascenso de magma. Por otro lado, esta influencia puede verse en cierta forma en las erupciones históricas del volcán Villarrica, dentro de las cuales, aquellas que mostraron un comportamiento medianamente explosivo, mostraron un contenido de microlitos mayor (erupciones de 1948 y 1971 y 2015) en comparación a la erupción que se encontró que tenía menos microlitos (erupción de 1921), correspondiente a un comportamiento bastante efusivo, teniendo en cuenta que el contenido de microlitos para las lavas estudiadas de las erupciones históricas, debería ser menor al querer compararlo con la erupción Pucón.

Estos procesos habrían provocado que el volcán Villarrica comenzara un evento eruptivo de tipo pliniano en su fase paroxismal, generando una columna eruptiva máxima entre 25 y 30 km de altura, expulsando material a la atmósfera con una tasa entre $8,96 \times 10^7$ y $1,8 \times 10^8$ kg/s, y que posteriormente colapsó y generó el depósito de la ignimbrita Pucón. Adicionalmente, se cree que la interacción con agua externa pueda haber tenido un rol en la continuidad de esta erupción explosiva del volcán Villarrica, pero no un rol fundamental en gatillarla.

8. Bibliografía

- Aravena, A., Cioni, R., de' Michieli Vitturi, M., Pistolesi, M., Ripepe, M., & Neri, A. (2018). Evolution of Conduit Geometry and Eruptive Parameters During Effusive Events. *Geophysical Research Letters*, 45(15), 7471–7480. <https://doi.org/10.1029/2018GL077806>
- Aravena, Á., Cioni, R., De'michieli Vitturi, M., & Neri, A. (2018). Conduit stability effects on intensity and steadiness of explosive eruptions. *Scientific Reports*, 8(1), 1–9. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-22539-8>
- Aravena, Á., de' Michieli Vitturi, M., Cioni, R., & Neri, A. (2017). Stability of volcanic conduits during explosive eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 339, 52–62. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.003>
- Arzilli, F., La Spina, G., Burton, M. R., Polacci, M., Le Gall, N., Hartley, M. E., Di Genova, D., Cai, B., Vo, N. T., Bamber, E. C., Nonni, S., Atwood, R., Llewellyn, E. W., Brooker, R. A., Mader, H. M., & Lee, P. D. (2019). Magma fragmentation in highly explosive basaltic eruptions induced by rapid crystallization. *Nature Geoscience*, 12(12), 1023–1028. <https://doi.org/10.1038/s41561-019-0468-6>
- Bamber, E. C., Arzilli, F., Polacci, M., Hartley, M. E., Fellowes, J., Di Genova, D., Chavarría, D., Saballos, J. A., & Burton, M. R. (2020). Pre and syn-eruptive conditions of a basaltic Plinian eruption at Masaya Volcano, Nicaragua: The Masaya Triple Layer (2.1 ka). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106761. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.106761>
- BAS, M. L., Maitre, R. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of petrology*, 27(3), 745-750.
- Bertin, D., Amigo, A., & Bertín, L. (2015). Erupción del volcán Villarrica 2015: Productos emitidos y volumen involucrado. XIV Congreso Geológico Chileno, III, 132–135.
- Blake, S. (1981). Volcanism and the dynamics of open magma chambers.
- Bonadonna, C., & Costa, A. (2012). Estimating the volume of tephra deposits: A new simple strategy. *Geology*, 40(5), 415–418. <https://doi.org/10.1130/G32769.1>
- Bottinga, Y., & Weill, D. F. (1970). Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. In *American Journal of Science* (Vol. 269, Issue 2, pp. 169–182). <https://doi.org/10.2475/ajs.269.2.169>
- Branney, M., & Kokelaar, P. (2002). Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites. In *Geological Society Memoir No. 27*. <https://doi.org/10.1086/427850>

- Browne, B., & Szramek, L. (2015). Rates of Magma Ascent and Storage. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edi). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00009-2>
- Bursik, M., Sparks, R. S. J., Gilbert, J., & Carey, S. (1992). Sedimentation of tephra by volcanic plumes: I. Theory and its comparison with a study of the Fogo A plinian deposit, Sao Miguel (Azores). *Bulletin of Volcanology*, 329–344.
- Calder, E. S., Sparks, R. S. J., & Woods, A. W. (1997). Dynamics of co-ignimbrite plumes generated from pyroclastic flows of Mount St. Helens (7 August 1980). *Bulletin of Volcanology*, 58(6), 432–440. <https://doi.org/10.1007/s004450050151>
- Campagnola, S., Romano, C., Mastin, L. G., & Vona, A. (2016). Confort 15 model of conduit dynamics: applications to Pantelleria Green Tuff and Etna 122 BC eruptions. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 171(6), 1–25. <https://doi.org/10.1007/s00410-016-1265-5>
- Campbell, I. H., & Borley, G. D. (1974). The geochemistry of pyroxenes from the lower layered series of the Jimberlana intrusion, Western Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 47(4), 281–297. <https://doi.org/10.1007/BF00390151>
- Cannavó, F. (2012). Sensitivity analysis for volcanic source modeling quality assessment and model selection. *Computers and Geosciences*, 44, 52–59. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2012.03.008>
- Carey, S., & Sparks, R. (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. 109–125.
- Cassidy, M., Manga, M., Cashman, K., & Bachmann, O. (2018). Controls on explosive-effusive volcanic eruption styles. *Nature Communications*, 9(1). <https://doi.org/10.1038/s41467-018-05293-3>
- Castruccio, A., Clavero, J., Segura, A., Samaniego, P., Roche, O., Le Pennec, J. L., & Droguett, B. (2016). Eruptive parameters and dynamics of the April 2015 sub-Plinian eruptions of Calbuco volcano (southern Chile). *Bulletin of Volcanology*, 78(9). <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1058-8>
- Cembrano, J., & Lara, L. (2009). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, 471(1–2), 96–113. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.02.038>
- Stern, Charles R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Andean Geology*, 31(2), 161-206. ISSN: 0718-7092. Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=173918576001>
- Clavero, J., & Moreno, H. (1994). Ignimbritas Licán Y Pucón : Evidencias De Erupciones Explosivas Andesítico-Basálticas Postglaciales Del Volcán Villarrica, Andes del Sur, 39,25 S. 1–8.

- Clavero, J. (1996). Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.
- Cole, J. W. (1970). Petrology of the basic rocks of the tarawera volcanic complex. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13(4), 925–936. <https://doi.org/10.1080/00288306.1970.10418210>
- Coltelli, M., Del Carlo, P., & Vezzoli, L. (1998). Discovery of a Plinian basaltic eruption of Roman age at Etna volcano, Italy. *Geology*, 26(12), 1095–1098. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<1095:DOAPBE>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<1095:DOAPBE>2.3.CO;2)
- Costantini, L. & Pioli, L. & Bonadonna, Costanza & Clavero, Jorge & Longchamp, Celine. (2011). A Late Holocene explosive mafic eruption of Villarrica volcano, Southern Andes: The Chaimilla deposit. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 200. 143-158. 10.1016/j.jvolgeores.2010.12.010.
- Degruyter, W., Bachmann, O., Burgisser, A., & Manga, M. (2012). The effects of outgassing on the transition between effusive and explosive silicic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 349–350, 161–170. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.06.056>
- Del Carlo, P., & Pompilio, M. (2004). The relationship between volatile content and the eruptive style of basaltic magma: The Etna case. *Annals of Geophysics*, 47(4), 1423–1432. <https://doi.org/10.4401/ag-4402>
- Fisher, R. V., Schmincke, H.-U., Fisher, R. V., & Schmincke, H.-U. (1984). Explosive Volcanic Eruptions. *Pyroclastic Rocks*, 59–88. https://doi.org/10.1007/978-3-642-74864-6_4
- Folch, A., & Martí, J. (1998). The generation of overpressure in felsic magma chambers by replenishment. *Earth and Planetary Science Letters*, 163(1–4), 301–314. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(98\)00196-4](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(98)00196-4)
- Forte, P., & Castro, J. M. (2019). H₂O-content and temperature limit the explosive potential of rhyolite magma during Plinian eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 506, 157–167. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.10.041>
- Giordano, D., Russell, J. K., & Dingwell, D. B. (2008). Viscosity of magmatic liquids: A model. *Earth and Planetary Science Letters*, 271(1–4), 123–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.03.038>
- Goepfert, K., & Gardner, J. E. (2010). Influence of pre-eruptive storage conditions and volatile contents on explosive Plinian style eruptions of basic magma. *Bulletin of Volcanology*, 72(5), 511–521. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0343-1>
- Gupta, A. K., Onuma, K., Yagi, K., & Lidiak, E. G. (1973). Effect of silica concentration on the diopsidic pyroxenes in the system diopside-CaTiAl₂O₆SiO₂. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 41(4), 333–344. <https://doi.org/10.1007/BF00372171>

- Houghton, B. F., Wilson, C. J. N., Del Carlo, P., Coltelli, M., Sable, J. E., & Carey, R. (2004). The influence of conduit processes on changes in style of basaltic Plinian eruptions: Tarawera 1886 and Etna 122 BC. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137(1-3 SPEC. ISS.), 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.05.009>
- Housh, T. B., & Luhr, J. F. (1991). Plagioclase-melt equilibria in hydrous systems. *American Mineralogist*, 76(3–4), 477–492.
- Kennedy, B. M., Jellinek, A. M., Russell, J. K., Nichols, A. R. L., & Vigouroux, N. (2010). Time-and temperature-dependent conduit wall porosity: A key control on degassing and explosivity at Tarawera volcano, New Zealand. *Earth and Planetary Science Letters*, 299(1–2), 126–137. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.08.028>
- Kozono, T., & Koyaguchi, T. (2009). Effects of relative motion between gas and liquid on 1-dimensional steady flow in silicic volcanic conduits: 2. Origin of diversity of eruption styles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180(1), 37–49. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.11.007>
- Kozono, T., & Koyaguchi, T. (2009). Effects of relative motion between gas and liquid on 1-dimensional steady flow in silicic volcanic conduits: 1. An analytical method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 180(1), 21–36. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.11.006>
- Kutterolf, S., Freundt, A., Pérez, W., Wehrmann, H., & Schmincke, H. U. (2007). Late Pleistocene to Holocene temporal succession and magnitudes of highly-explosive volcanic eruptions in west-central Nicaragua. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 163(1–4), 55–82. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2007.02.006>
- La Spina, G., Burton, M., & de' Michieli Vitturi, M. (2015). Temperature evolution during magma ascent in basaltic effusive eruptions: A numerical application to Stromboli volcano. *Earth and Planetary Science Letters*, 426, 89–100. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.06.015>
- La Spina, G., Clarke, A. B., de' Michieli Vitturi, M., Burton, M., Allison, C. M., Roggensack, K., & Alfano, F. (2019). Conduit dynamics of highly explosive basaltic eruptions: The 1085 CE Sunset Crater sub-Plinian events. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 387, 1–13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.08.001>
- Lara, L. E. (2004). Villarrica-Lanín chain: Tectonic constraints for volcanism in a transversal alignment. *Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile*, 13–16.
- Le Maitre, R. (2002). Igneous Rock. A Classification and Glossary of Terms. In *Journal of Chemical Information and Modeling* (Vol. 53, Issue 9).
- Lejeune, A. M., & Richet, P. (1995). Rheology of crystal-bearing silicate melts: an experimental study at high viscosities. *Journal of Geophysical Research*, 100(B3), 4215–4229. <https://doi.org/10.1029/94JB02985>

- Lohmar, S. (2008). Petrología de las ignimbritas Lican y Pucón (volcán Villarrica) y Curacautin (volcán Llaima) en los Andes del Sur de Chile. Tesis para optar al grado de Magister en Ciencias, mención Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Loucks, R. (1996). A precise olivine-augite Mg-Fe-exchange geothermometer. *March*, 140–150.
- Malfait, W. J., Seifert, R., Petitgirard, S., Mezouar, M., & Sanchez-Valle, C. (2014). The density of andesitic melts and the compressibility of dissolved water in silicate melts at crustal and upper mantle conditions. *Earth and Planetary Science Letters*, 393, 31–38. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.042>
- Mastin, L. G. (1995). A numerical program for steady-state flow of Hawaiian magma-gas mixtures through vertical eruption conduits. U. S. Geol. Surv. Open-File Report, pp, 95–756.
- Mishra, S., Deeds, N., & Ruskauff, G. (2009). Global sensitivity analysis techniques for probabilistic ground water modeling. *Ground Water*, 47(5), 727–744. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2009.00604.x>
- Moitra, P., Gonnermann, H. M., Houghton, B. F., & Tiwary, C. S. (2018). Fragmentation and Plinian eruption of crystallizing basaltic magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 500, 97–104. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.08.003>
- Moreno, H., & Toloza, V. (2015). The large tephra fall deposits related to the ca. 3.500 BP Pucón eruption: an unexpected revelation, Villarrica volcano, Southern Andes 39.4 S, Chile. *Proceedings of the XIV Congreso Geológico Chileno (October 2015, La Serena, Chile)*, 1, 570–573.
- Morgado, E., Parada, M. A., Contreras, C., Castruccio, A., Gutiérrez, F., & McGee, L. E. (2015). Contrasting records from mantle to surface of Holocene lavas of two nearby arc volcanic complexes: Caburgua-Huelemolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, 1–16. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.09.023>
- Moussallam, Y., Bani, P., Curtis, A., Barnie, T., Moussallam, M., Peters, N., Schipper, C. I., Aiuppa, A., Giudice, G., Amigo, I., Elvario, Velasquez, G., & Cardona, C. (2016). Sustaining persistent lava lakes: Observations from high-resolution gas measurements at Villarrica volcano, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 454, 237–247. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2016.09.012>
- Nairn, I. A., & Cole, J. W. (1981). Basalt dikes in the 1886 tarawera rift. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 24(5–6), 585–592. <https://doi.org/10.1080/00288306.1981.10421534>
- Naranjo, J. A. (2015). Nuevo estilo eruptivo del volcán Villarrica: 3 de Marzo 2015. *XIV Congreso Geológico Chileno*, III, 230–231.

- Papale, P., Neri, A., & MacEdonio, G. (1998). The role of magma composition and water content in explosive eruptions. 1. Conduit ascent dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 87(1–4), 75–93. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(98\)00101-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(98)00101-2)
- Pérez, W., Freundt, A., Kutterolf, S., & Schmincke, H. U. (2009). The Masaya Triple Layer: A 2100 year old basaltic multi-episodic Plinian eruption from the Masaya Caldera Complex (Nicaragua). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 179(3–4), 191–205. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.10.015>
- Petit Breuilh, M^a E. (1994a) Contribución al conocimiento de la cronología eruptiva histórica del volcán Villarrica (39° 25' S), 1558 - 1985. *Revista Frontera*, Ediciones Universidad de La Frontera, V. 13
- Pinel, V., & Jaupart, C. (2003). Magma chamber behavior beneath a volcanic edifice. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2002jb001751>
- Pioli, L. & Scalisi, L & Costantini, L & Muro, Andrea & Bonadonna, Costanza & Clavero, Jorge. (2015). Explosive style, magma degassing and evolution in the Chaimilla eruption, Villarrica volcano, Southern Andes. *Bulletin of Volcanology*. 77. 10.1007/s00445-015-0976-1.
- Pizarro, C., Parada, M. A., Contreras, C., & Morgado, E. (2019). Cryptic magma recharge associated with the most voluminous 20th century eruptions (1921, 1948 and 1971) at Villarrica Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 384, 48–63. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.07.001>
- Polanco, E., & Clavero, J. (2003). *Análisis Estadístico De Erupciones Del Volcán Villarrica (39°25'S), Andes del Sur, Chile*. Self.
- Moreno, H., Clavero, J. (2006). *Geología del volcán Villarrica*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 98, 35 p., 1 Mapa Escala 1:50.000., 98.
- Roggensack, K., Hervig, R. L., McKnight, S. B., & Williams, S. N. (1997). Explosive basaltic volcanism from Cerro Negro volcano: Influence of volatiles on eruptive style. *Science*, 277(5332), 1639–1642. <https://doi.org/10.1126/science.277.5332.1639>
- Romero, J., Keller, W., Diaz-Alvarado, J., Polacci, M., & Inostroza, M. (2016). The 3 March 2015 eruption of Villarrica volcano, Southern Andes of Chile: Overview of deposits and impacts. *E-ICES* 11, 40(5), 415–418. <https://doi.org/10.1130/G32769.1>
- Roscoe, R. (1952). The viscosity of suspensions of rigid spheres, *Br. J. Appl. Phys.*, 3, 267–269.
- Ruprecht, P., & Bachmann, O. (2010). Pre-eruptive reheating during magma mixing at Quizapu volcano and the implications for the explosiveness of silicic arc volcanoes. *Geology*, 38(10), 919–922. <https://doi.org/10.1130/G31110.1>

- Sable, J. E. (2006). Mechanisms for the onset and evolution of basaltic plinian eruptions inferred from case studies of Etna 122 BC and Tarawera 1886.
- Sable, J. E., Houghton, B. F., Del Carlo, P., & Coltelli, M. (2006). Changing conditions of magma ascent and fragmentation during the Etna 122 BC basaltic Plinian eruption: Evidence from clast microtextures. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(3–4), 333–354. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.006>
- Saltelli, A., Tarantola, S., & Campolongo, F. (2000). Sensitivity analysis as an ingredient of modeling. *Statistical Science*, 15(4), 377–395. <https://doi.org/10.1214/ss/1009213004>
- Sato, H., Suzuki-Kamata, K., Sato, E., Sano, K., Wada, K., & Imura, R. (2013). Viscosity of andesitic lava and its implications for possible drain-back processes in the 2011 eruption of the Shinmoedake volcano, Japan. *Earth, Planets and Space*, 65(6), 623–631. <https://doi.org/10.5047/eps.2013.05.018>
- Schauroth, J., Wadsworth, F. B., Kennedy, B., von Aulock, F. W., Lavallée, Y., Damby, D. E., Vasseur, J., Scheu, B., & Dingwell, D. B. (2016). Conduit margin heating and deformation during the AD 1886 basaltic Plinian eruption at Tarawera volcano, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 78(2), 1–14. <https://doi.org/10.1007/s00445-016-1006-7>
- SERNAGEOMIN. (2021). Volcán Villarrica, Servicio Nacional de Geología y Minería website: <https://www.sernageomin.cl/volcan-villarrica/>. Recuperado en marzo de 2021
- SERNAGEOMIN. (2021). Sernageomin da a conocer nuevo ranking de volcanes, Servicio Nacional de Geología y Minería website: <https://www.sernageomin.cl/sernageomin-da-a-conocer-nuevo-ranking-de-volcanes/>. Recuperado en marzo de 2021
- Sigurdsson, H., Houghton, B. F., R. McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (n.d.). *Encyclopedia of Volcanoes* (Haraldur Sigurdsson (ed.)). Academic Press.
- Silva, C., Druitt, T., Robin, C., Lohmar, S., Clavero, J., Moreno, H. & Naranjo, J.A., (2004). The 3700-yr Pucón eruption of Villarrica volcano, 39°S Southern Andes, Chile. Abstracts IAVCEI General Assembly 2004, Pucón, Chile.
- Silva, C., Robin, C. & Druitt, T., (2005). Architectural characteristics and deposition of the 3635±50 yr BP Pucón Ignimbrite of the Villarrica Volcano, Southern Andes, Chile. 6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona), Extended Abstracts: 666-669.
- Silva, C. (2008). Evolution and Dynamics of the 3.6 Ka Bp Pucón Eruption of Villarrica volcano, TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE DOCTOR EN CIENCIAS, MENCION GEOLOGÍA. Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Universidad de Chile.

- Silva, C., Druitt, T. H., Robin, C., Moreno, H., & Naranjo, J. A. (2010). The Holocene Pucón eruption of Volcán Villarrica, Chile: Deposit architecture and eruption chronology. *Bulletin of Volcanology*, 72(6), 677–692. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0348-9>
- Slezin, Y. B. (2003). The mechanism of volcanic eruptions (a steady state approach). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 122(1–2), 7–50. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00464-X](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00464-X)
- Sobol, I. M. (2001). Global sensitivity indices for nonlinear mathematical models and their Monte Carlo estimates. *Mathematics and Computers in Simulation*, 55(1–3), 271–280. [https://doi.org/10.1016/S0378-4754\(00\)00270-6](https://doi.org/10.1016/S0378-4754(00)00270-6)
- Sparks, R. S. J., Self, S., & Walker, G. P. L. (1973). Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1(3), 115–118. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1973\)1<115:POIE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1973)1<115:POIE>2.0.CO;2)
- Sparks, R. S. J., & Wilson, L. (1976). A model for the formation of ignimbrite by gravitational column collapse. *Journal of the Geological Society*, 132(4), 441–451. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.132.4.0441>
- Stevenson, R. J., Dingwell, D. B., Webb, S. L., & Sharp, T. G. (1996). Viscosity of microlite-bearing rhyolitic obsidians: An experimental study. *Bulletin of Volcanology*, 58(4), 298–309. <https://doi.org/10.1007/s004450050141>
- Tait, S., Jaupart, C., & Vergnolle, S. (1989). Pressure, gas content and eruption periodicity of a shallow, crystallising magma chamber. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1), 107–123. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(89\)90025-3](https://doi.org/10.1016/0012-821X(89)90025-3)
- Wainwright, H. M., Finsterle, S., Jung, Y., Zhou, Q., & Birkholzer, J. T. (2014). Making sense of global sensitivity analyses. *Computers and Geosciences*, 65, 84–94. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.06.006>
- Walker, G. P. L., Self, S., & Wilson, L. (1984). TARAWERA 1886, NEW ZEALAND -- A BASALTIC PLINIAN FISSURE ERUPTION. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 53(9), 1689–1699.
- Walker, G. P. L., & Croasdale, R. (1971). Two plinian-type eruptions in the Azores. *Journal of the Geological Society*, 127(1), 17–55. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.127.1.0017>
- Wilson, L. (1976). Explosive Volcanic Eruptions—III. Plinian Eruption Columns. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 45(3), 543–556. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1976.tb06909.x>
- Wilson, L., Sparks, R. S. J., Huang, T. C., & Watkins, N. D. (1978). The control of volcanic column heights by eruption energetics and dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 83(B4), 1829–1836. <https://doi.org/10.1029/jb083ib04p01829>
- Wilson, L., & Walker, G. P. L. (1987). Plinian Eruptions : the Control of Eruption Conditions and. *Geophysical Journal International*, 89(2), 657–679.

Witter, J. B., Kress, V. C., Delmelle, P., & Stix, J. (2004). Volatile degassing, petrology, and magma dynamics of the Villarrica Lava Lake, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(4), 303–337. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2004.03.002>

Zhou, X., & Lin, H. (2017). Local Sensitivity Analysis. In *Encyclopedia of GIS*. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-17885-1>

**Anexo A. Análisis químico de roca total para
muestras asociadas a la Ignimbrita Pucón, volcán
Villarrica (Lohmar, 2008)**

Tabla A.1 Análisis de roca total (wt%) para muestras preignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).

Unidad	Lavas Pre IP		FP Afunahue	OP Pre IP
Muestra	VR73A	VR-15A	VR80-1	VR113-6P
SiO ₂	54.3	53.35	57	62
Al ₂ O ₃	16.65	17.5	16.4	15.45
Fe ₂ O ₃	9.65	9.42	10.02	6.85
MgO	4.56	4.84	3.22	1.49
CaO	8.25	8.7	6.98	4.05
TiO ₂	1.32	1.24	1.18	1.06
Na ₂ O	3.68	3.67	4.02	4.76
K ₂ O	0.93	0.87	0.9	1.61
MnO	0.17	0.15	0.17	0.16
P ₂ O ₅	0.43	0.27	0.23	0.36
PPC	0.02	-0.16	-0.01	1.26
Total	99.96	99.85	100.11	99.05

Tabla A.2 Análisis de roca total (wt%) para muestras ignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).

Unidad	Lavas IP			Caída Inicial IP		P1				
Muestra	VR96	VR114	VR119	VR73G	VR113-7a	VR73Ib	VR73II	VR73Kb	VR73KI	VR73Lb
SiO ₂	56.1	56.4	56.3	55.5	55.6	55.9	55	56	55.8	56
Al ₂ O ₃	17.1	16.33	16.45	16.45	16.55	16.4	16.4	16.2	16.35	16.3
Fe ₂ O ₃	8.5	10	10.15	10.05	10.08	10.2	10.05	10.33	10.2	10.2
MgO	4.19	3.63	3.65	3.65	3.65	3.71	3.55	3.7	3.7	3.64
CaO	8.3	7.8	7.8	7.95	7.7	7.9	7.4	7.75	7.8	7.85
TiO ₂	1.02	1.17	1.18	1.18	1.2	1.21	1.2	1.21	1.22	1.2
Na ₂ O	3.78	3.84	3.92	3.68	3.65	3.86	3.55	3.83	3.62	3.79
K ₂ O	0.93	0.87	0.86	0.82	0.82	0.84	0.8	0.83	0.79	0.83
MnO	0.16	0.17	0.19	0.17	0.17	0.18	0.16	0.17	0.17	0.17
P ₂ O ₅	0.26	0.23	0.23	0.23	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23
PPC	-0.35	-0.32	-0.42	-0.12	-0.06	-0.39	1.06	-0.47	0.16	-0.42
Total	99.99	100.12	100.31	99.56	99.59	100.04	99.39	99.78	100.04	99.79

continuación Tabla A.2 Análisis de roca total (wt%) para muestras ignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).

Unidad	P1									
Muestra	VR73LI	VR112cS	VR73J	VR73Kc	VR97-3BD	VR112aD	VR73JN	VR73Mb	VR73Mj	VR73N1
SiO ₂	55.3	55.2	55.2	56.2	56.2	56.1	55	55.8	55.5	55.3
Al ₂ O ₃	16.45	16.65	16.3	16.3	16.36	16.33	16.55	16.7	16.9	16.7
Fe ₂ O ₃	10.3	10.15	9.95	10.05	10	10.12	9.95	10	10.04	10.28
MgO	3.68	3.76	3.64	3.7	3.67	3.68	3.85	3.76	3.7	3.7
CaO	7.75	8.1	7.85	7.8	7.78	8	7.84	8.2	8.1	7.95
TiO ₂	1.23	1.19	1.17	1.17	1.18	1.18	1.18	1.19	1.17	1.22
Na ₂ O	3.7	3.74	3.84	3.86	3.9	3.87	3.58	3.72	3.65	3.64
K ₂ O	0.81	0.79	0.83	0.84	0.85	0.84	0.79	0.82	0.79	0.79
MnO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17
P ₂ O ₅	0.24	0.21	0.23	0.23	0.22	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23
PPC	0.16	-0.32	0.41	-0.43	-0.44	-0.43	0.34	-0.42	-0.23	0.11
Total	99.79	99.64	99.59	99.89	99.89	100.09	99.47	100.17	100.02	100.09

continuación Tabla A.2 En azul se destaca la muestra VR73P, muestra utilizada como base de composición química en las modelizaciones.

Unidad	P1									
Muestra	VR73N2b	VR73N3	VR73P	VR78-2b	VR58-0	VR58-1A	VR64Ab	VR26-1	VR64Ac	VR57-1B
SiO ₂	55.8	55.6	55.6	55.8	55.3	54.7	55.5	55.2	56	55
Al ₂ O ₃	16.45	16.65	16.7	16.5	16.75	16.9	16.75	16.68	16.5	16.6
Fe ₂ O ₃	10.2	10.15	10.1	10	10.16	9.95	10.1	10	10.1	10
MgO	3.78	3.76	3.75	3.76	3.84	4	3.86	3.96	3.63	4.16
CaO	8.15	8	8.06	8.12	8.17	8.05	8.07	8.2	7.85	8
TiO ₂	1.2	1.18	1.19	1.19	1.18	1.15	1.17	1.19	1.19	1.16
Na ₂ O	3.76	3.75	3.67	3.72	3.68	3.62	3.71	3.69	3.91	3.74
K ₂ O	0.82	0.82	0.8	0.85	0.78	0.76	0.78	0.79	0.82	0.79
MnO	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.22	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22	0.24	0.22
PPC	-0.49	-0.48	-0.34	-0.35	-0.21	0.19	-0.45	-0.38	-0.43	-0.32
Total	100.07	99.83	99.92	99.99	100.05	99.73	99.88	99.72	99.98	100.44

continuación Tabla A.2 Análisis de roca total (wt%) para muestras ignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).

Unidad	P1		P2							
Muestra	VR57-2A	VR57-2C	VR26-4	VR57-4A	VR57-4B	VR57-4C	VR63A	VR78-3AS	VR73Q2I	VR79-1b
SiO ₂	55.2	55.7	55.5	55.2	54.9	54.6	55.8	55.6	54	54.2
Al ₂ O ₃	16.45	16.45	17	16.7	16.6	16.8	16.5	16.65	17.3	18.1
Fe ₂ O ₃	10.16	10.1	9.6	9.97	10.1	10.08	10.2	9.98	10.1	9.5
MgO	3.8	3.72	3.65	3.93	3.82	3.9	3.64	3.85	3.6	3.35
CaO	7.83	7.82	8.05	7.95	8.05	8.16	8	8.27	7.9	8.84
TiO ₂	1.2	1.19	1.18	1.17	1.18	1.16	1.21	1.16	1.22	1.23
Na ₂ O	3.8	3.86	3.64	3.67	3.72	3.68	3.85	3.67	3.27	3.57
K ₂ O	0.81	0.82	0.91	0.88	0.79	0.81	0.85	0.82	0.78	0.86
MnO	0.17	0.17	0.16	0.17	0.17	0.24	0.17	0.17	0.16	0.15
P ₂ O ₅	0.23	0.23	0.23	0.24	0.23	0.23	0.22	0.22	0.24	0.24
PPC	-0.28	-0.39	-0,17	-0,10	0,34	-0,17	-0,35	-0,45	1,51	-0,17
Total	99.37	99.67	99.75	99.78	99.9	99.49	100.09	99.94	100.08	99.87

continuación Tabla A.2 Análisis de roca total (wt%) para muestras ignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).

Unidad	P2									
Muestra	VR79-3b	VR69	VR85-5S	VR85-8S	VR75A	VR75E	VR85-9S	VR58-1B	VR6-2	VR6-3
SiO ₂	54.5	54.5	55	55.5	54.75	55.2	55.4	55.5	55.1	55.2
Al ₂ O ₃	17.25	17.35	16.75	16.75	17.1	16.9	16.88	16.4	16.95	17.2
Fe ₂ O ₃	9.9	9.85	10.04	10.05	10	10.15	9.91	10.2	10	9.84
MgO	3.64	3.75	3.75	3.7	3.65	3.9	3.58	3.68	3.64	3.68
CaO	8.4	8.42	8.03	8.18	7.8	8	8.12	7.87	8	8.4
TiO ₂	1.22	1.2	1.21	1.21	1.24	1.23	1.2	1.21	1.22	1.2
Na ₂ O	3.6	3.72	3.76	3.71	3.25	3.45	3.66	3.8	3.75	3.64
K ₂ O	0.82	0.86	0.86	0.86	0.78	0.84	0.85	0.84	0.9	0.84
MnO	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.17	0.16	0.17	0.16	0.16
P ₂ O ₅	0.24	0.23	0.22	0.23	0.23	0.25	0.22	0.24	0.23	0.24
PPC	0,16	-0,32	-0,26	-0,17	0,90	0,18	-0,01	-0,42	-0,26	-0,35
Total	99.89	99.72	99.52	100.19	99.86	100.27	99.97	99.49	99.69	100.05

continuación Tabla A.2 Análisis de roca total (wt%) para muestras ignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).

Unidad	P2								
Muestra	VR12	VR85-3S	VR75F	VR85-4D	VR85-3D	VR75H	VR78-5AS	VR78-5BS	VR67C
SiO ₂	55.2	55	54.2	54.9	55	54.3	55.2	54.8	55.25
Al ₂ O ₃	16.95	16.9	17.1	16.9	17.1	17.2	17.1	17.1	17.1
Fe ₂ O ₃	10	9.9	10	9.85	9.9	10	9.94	9.94	9.8
MgO	3.76	3.54	4.15	3.65	3.63	3.55	3.66	3.68	3.8
CaO	8.05	8.23	8	8.15	8.28	7.95	8.3	8.25	8.3
TiO ₂	1.21	1.22	1.18	1.21	1.22	1.2	1.22	1.22	1.21
Na ₂ O	3.77	3.65	3.39	3.61	3.62	3.37	3.65	3.6	3.65
K ₂ O	0.89	0.86	0.85	0.88	0.86	0.79	0.85	0.84	0.84
MnO	0.16	0.16	0.16	0.17	0.16	0.16	0.16	0.16	0.16
P ₂ O ₅	0.23	0.24	0.23	0.23	0.23	0.24	0.23	0.23	0.23
PPC	-0,36	-0,21	0,41	0,05	-0,26	1,22	-0,26	-0,10	-0,24
Total	99.86	99.49	99.67	99.6	99.74	99.98	100.05	99.72	100.1

Tabla A.3 Análisis de roca total (wt%) para muestras postignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).

Unidad	Chaimilla		Caída post-IP		Lavás post-IP		
Muestra	VR73S	VR15H	VR 15I	VR 15J	VR62E	CR2	VR67E
SiO ₂	53,4	53,2	52,1	51,75	52,7	52,5	52,6
Al ₂ O ₃	19,1	19	18,4	18,8	16,75	17	17,8
Fe ₂ O ₃	8,65	8,86	9,2	9,35	10,35	10,3	9,54
MgO	3,88	3,95	4,75	4,6	5,12	5,2	4,81
CaO	9,85	9,76	10	9,6	9,2	9,65	9,83
TiO ₂	1	1	0,95	0,97	1,29	1,27	1,19
Na ₂ O	3,16	3,26	2,94	2,96	3,26	3,21	3,26
K ₂ O	0,61	0,64	0,53	0,53	0,78	0,73	0,7
MnO	0,16	0,15	0,16	0,15	0,16	0,16	0,15
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,17	0,18	0,28	0,27	0,26
PPC	0,16	0,15	0,84	0,89	0,27	0,29	0,3
Total	100,16	99,82	100,04	99,78	99,88	100	99,84

continuación Tabla A.3 Análisis de roca total (wt%) para muestras postignimbrita Pucón, obtenido de Lohmar (2008).

Unidad	Lavás post-IP					
Muestra	VR202	VR 65	VR63B	VR77A	VR77B	VR77C
SiO ₂	52,6	51,8	51,9	54,5	54,5	52,5
Al ₂ O ₃	16,75	16,55	17,1	16,55	16,5	16,6
Fe ₂ O ₃	10	10,29	9,5	9,5	9,5	10
MgO	6	6,72	6,85	4,51	4,5	6,26
CaO	9,6	9,7	9,8	8,46	8,5	9,74
TiO ₂	1,15	1,15	0,99	1,3	1,3	1,15
Na ₂ O	3,18	3,06	3,04	3,57	3,54	3
K ₂ O	0,65	0,64	0,59	0,9	0,9	0,63
MnO	0,16	0,16	0,16	0,17	0,17	0,16
P ₂ O ₅	0,23	0,23	0,19	0,41	0,42	0,23
PPC	0,41	0,36	0,27	0,11	0,05	0,33
Total	99,91	99,94	99,85	99,76	99,88	99,94

Anexo B. Resultados numéricos del análisis de sensibilidad

Contenido de cristales

Tabla B.1 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base H = 7000 m		H = 6000 m		H = 5000 m		H = 4000 m		H = 3000 m	
% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)
0.1	1.10E+07	0.1	1.19E+07	0.1	1.36E+07	0.1	1.62E+07	0.1	1.99E+07
0.11	1.06E+07	0.11	1.15E+07	0.11	1.30E+07	0.11	1.54E+07	0.11	1.94E+07
0.12	1.03E+07	0.12	1.11E+07	0.12	1.24E+07	0.12	1.47E+07	0.12	1.84E+07
0.13	1.00E+07	0.13	1.08E+07	0.13	1.19E+07	0.13	1.39E+07	0.13	1.75E+07
0.14	9.74E+06	0.14	1.05E+07	0.14	1.14E+07	0.14	1.33E+07	0.14	1.66E+07
0.15	9.45E+06	0.15	1.01E+07	0.15	1.10E+07	0.15	1.26E+07	0.15	1.57E+07
0.16	9.16E+06	0.16	9.82E+06	0.16	1.07E+07	0.16	1.20E+07	0.16	1.49E+07
0.17	8.88E+06	0.17	9.51E+06	0.17	1.03E+07	0.17	1.15E+07	0.17	1.40E+07
0.18	8.60E+06	0.18	9.21E+06	0.18	1.00E+07	0.18	1.11E+07	0.18	1.33E+07
0.19	8.33E+06	0.19	8.91E+06	0.19	9.67E+06	0.19	1.07E+07	0.19	1.26E+07
0.2	8.06E+06	0.2	8.62E+06	0.2	9.34E+06	0.2	1.03E+07	0.2	1.20E+07
0.21	7.79E+06	0.21	8.33E+06	0.21	9.02E+06	0.21	9.96E+06	0.21	1.14E+07
0.22	7.52E+06	0.22	8.04E+06	0.22	8.70E+06	0.22	9.61E+06	0.22	1.09E+07
0.23	7.26E+06	0.23	7.76E+06	0.23	8.39E+06	0.23	9.25E+06	0.23	1.05E+07
0.24	7.00E+06	0.24	7.48E+06	0.24	8.09E+06	0.24	8.91E+06	0.24	1.01E+07
0.25	6.74E+06	0.25	7.20E+06	0.25	7.79E+06	0.25	8.57E+06	0.25	9.72E+06
0.26	6.47E+06	0.26	6.92E+06	0.26	7.49E+06	0.26	8.24E+06	0.26	9.32E+06
0.27	6.21E+06	0.27	6.64E+06	0.27	7.19E+06	0.27	7.91E+06	0.27	8.94E+06
0.28	5.95E+06	0.28	6.37E+06	0.28	6.89E+06	0.28	7.58E+06	0.28	8.57E+06
0.29	5.68E+06	0.29	6.09E+06	0.29	6.60E+06	0.29	7.26E+06	0.29	8.20E+06
0.3	5.41E+06	0.3	5.81E+06	0.3	6.30E+06	0.3	6.94E+06	0.3	7.84E+06
0.31	5.15E+06	0.31	5.53E+06	0.31	6.00E+06	0.31	6.62E+06	0.31	7.48E+06
0.32	4.88E+06	0.32	5.25E+06	0.32	5.71E+06	0.32	6.30E+06	0.32	7.12E+06
0.33	4.61E+06	0.33	4.96E+06	0.33	5.41E+06	0.33	5.98E+06	0.33	6.77E+06
0.34	4.34E+06	0.34	4.68E+06	0.34	5.10E+06	0.34	5.66E+06	0.34	6.42E+06
0.35	4.08E+06	0.35	4.40E+06	0.35	4.80E+06	0.35	5.33E+06	0.35	6.06E+06
0.36	3.83E+06	0.36	4.12E+06	0.36	4.50E+06	0.36	5.01E+06	0.36	5.71E+06
0.37	3.59E+06	0.37	3.85E+06	0.37	4.20E+06	0.37	4.68E+06	0.37	5.35E+06
0.38	3.36E+06	0.38	3.60E+06	0.38	3.91E+06	0.38	4.35E+06	0.38	4.99E+06
0.39	3.15E+06	0.39	3.37E+06	0.39	3.65E+06	0.39	4.04E+06	0.39	4.63E+06
0.4	2.94E+06	0.4	3.15E+06	0.4	3.40E+06	0.4	3.74E+06	0.4	4.28E+06
0.41	2.74E+06	0.41	2.93E+06	0.41	3.17E+06	0.41	3.47E+06	0.41	3.93E+06
0.42	2.54E+06	0.42	2.72E+06	0.42	2.94E+06	0.42	3.23E+06	0.42	3.62E+06
0.43	2.34E+06	0.43	2.51E+06	0.43	2.72E+06	0.43	2.99E+06	0.43	3.35E+06
0.44	2.14E+06	0.44	2.31E+06	0.44	2.51E+06	0.44	2.76E+06	0.44	3.10E+06
0.45	1.95E+06	0.45	2.11E+06	0.45	2.29E+06	0.45	2.53E+06	0.45	2.85E+06
0.46	1.76E+06	0.46	1.90E+06	0.46	2.08E+06	0.46	2.31E+06	0.46	2.61E+06
0.47	1.57E+06	0.47	1.71E+06	0.47	1.87E+06	0.47	2.09E+06	0.47	2.38E+06
0.48	1.39E+06	0.48	1.52E+06	0.48	1.67E+06	0.48	1.87E+06	0.48	2.14E+06
0.49	1.21E+06	0.49	1.33E+06	0.49	1.47E+06	0.49	1.66E+06	0.49	1.91E+06
0.5	1.04E+06	0.5	1.15E+06	0.5	1.28E+06	0.5	1.45E+06	0.5	1.69E+06
Promedio	5.58E+06	Promedio	5.99E+06	Promedio	6.55E+06	Promedio	7.37E+06	Promedio	8.69E+06
Amplitud	-9.92E+06	Amplitud	-1.08E+07	Amplitud	-1.23E+07	Amplitud	-1.47E+07	Amplitud	-1.82E+07
σ	2.97E+06	σ	3.20E+06	σ	3.54E+06	σ	4.13E+06	σ	5.19E+06

Tabla B.2 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: Radio del conducto volcánico (r). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base r = 5 m		r = 8 m		r = 11 m		r = 14 m		r = 17 m		r = 20 m	
% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)
0.1	1.10E+07	0.1	5.06E+07	0.1	9.57E+07	0.1	1.55E+08	0.1	2.28E+08	0.1	3.16E+08
0.11	1.06E+07	0.11	5.06E+07	0.11	9.57E+07	0.11	1.55E+08	0.11	2.28E+08	0.11	3.16E+08
0.12	1.03E+07	0.12	5.06E+07	0.12	9.57E+07	0.12	1.55E+08	0.12	2.28E+08	0.12	3.16E+08
0.13	1.00E+07	0.13	5.06E+07	0.13	9.57E+07	0.13	1.55E+08	0.13	2.28E+08	0.13	3.16E+08
0.14	9.74E+06	0.14	5.06E+07	0.14	9.57E+07	0.14	1.55E+08	0.14	2.28E+08	0.14	3.16E+08
0.15	9.45E+06	0.15	5.06E+07	0.15	9.57E+07	0.15	1.55E+08	0.15	2.28E+08	0.15	3.16E+08
0.16	9.16E+06	0.16	4.90E+07	0.16	9.57E+07	0.16	1.55E+08	0.16	2.28E+08	0.16	3.16E+08
0.17	8.88E+06	0.17	4.63E+07	0.17	9.57E+07	0.17	1.55E+08	0.17	2.28E+08	0.17	3.16E+08
0.18	8.60E+06	0.18	4.37E+07	0.18	9.57E+07	0.18	1.55E+08	0.18	2.28E+08	0.18	3.16E+08
0.19	8.33E+06	0.19	4.13E+07	0.19	9.57E+07	0.19	1.55E+08	0.19	2.28E+08	0.19	3.16E+08
0.2	8.06E+06	0.2	3.89E+07	0.2	9.57E+07	0.2	1.55E+08	0.2	2.28E+08	0.2	3.16E+08
0.21	7.79E+06	0.21	3.66E+07	0.21	9.57E+07	0.21	1.55E+08	0.21	2.28E+08	0.21	3.16E+08
0.22	7.52E+06	0.22	3.44E+07	0.22	9.57E+07	0.22	1.55E+08	0.22	2.28E+08	0.22	3.16E+08
0.23	7.26E+06	0.23	3.24E+07	0.23	9.57E+07	0.23	1.55E+08	0.23	2.28E+08	0.23	3.16E+08
0.24	7.00E+06	0.24	3.06E+07	0.24	9.57E+07	0.24	1.55E+08	0.24	2.28E+08	0.24	3.16E+08
0.25	6.74E+06	0.25	2.91E+07	0.25	9.57E+07	0.25	1.55E+08	0.25	2.28E+08	0.25	3.16E+08
0.26	6.47E+06	0.26	2.78E+07	0.26	9.22E+07	0.26	1.55E+08	0.26	2.28E+08	0.26	3.16E+08
0.27	6.21E+06	0.27	2.67E+07	0.27	8.58E+07	0.27	1.55E+08	0.27	2.28E+08	0.27	3.16E+08
0.28	5.95E+06	0.28	2.55E+07	0.28	7.96E+07	0.28	1.55E+08	0.28	2.28E+08	0.28	3.16E+08
0.29	5.68E+06	0.29	2.44E+07	0.29	7.37E+07	0.29	1.55E+08	0.29	2.28E+08	0.29	3.16E+08
0.3	5.41E+06	0.3	2.33E+07	0.3	6.81E+07	0.3	1.55E+08	0.3	2.28E+08	0.3	3.16E+08
0.31	5.15E+06	0.31	2.23E+07	0.31	6.30E+07	0.31	1.55E+08	0.31	2.28E+08	0.31	3.16E+08
0.32	4.88E+06	0.32	2.12E+07	0.32	5.84E+07	0.32	1.49E+08	0.32	2.28E+08	0.32	3.16E+08
0.33	4.61E+06	0.33	2.02E+07	0.33	5.47E+07	0.33	1.37E+08	0.33	2.28E+08	0.33	3.16E+08
0.34	4.34E+06	0.34	1.92E+07	0.34	5.17E+07	0.34	1.25E+08	0.34	2.28E+08	0.34	3.16E+08
0.35	4.08E+06	0.35	1.82E+07	0.35	4.89E+07	0.35	1.13E+08	0.35	2.28E+08	0.35	3.16E+08
0.36	3.83E+06	0.36	1.73E+07	0.36	4.62E+07	0.36	1.03E+08	0.36	2.21E+08	0.36	3.16E+08
0.37	3.59E+06	0.37	1.63E+07	0.37	4.35E+07	0.37	9.40E+07	0.37	1.99E+08	0.37	3.16E+08
0.38	3.36E+06	0.38	1.53E+07	0.38	4.10E+07	0.38	8.70E+07	0.38	1.79E+08	0.38	3.16E+08
0.39	3.15E+06	0.39	1.43E+07	0.39	3.85E+07	0.39	8.13E+07	0.39	1.60E+08	0.39	3.03E+08
0.4	2.94E+06	0.4	1.33E+07	0.4	3.60E+07	0.4	7.59E+07	0.4	1.43E+08	0.4	2.69E+08
0.41	2.74E+06	0.41	1.23E+07	0.41	3.36E+07	0.41	7.07E+07	0.41	1.30E+08	0.41	2.38E+08
0.42	2.54E+06	0.42	1.13E+07	0.42	3.12E+07	0.42	6.57E+07	0.42	1.20E+08	0.42	2.09E+08
0.43	2.34E+06	0.43	1.03E+07	0.43	2.88E+07	0.43	6.08E+07	0.43	1.11E+08	0.43	1.86E+08
0.44	2.14E+06	0.44	9.38E+06	0.44	2.64E+07	0.44	5.60E+07	0.44	1.02E+08	0.44	1.69E+08
0.45	1.95E+06	0.45	8.54E+06	0.45	2.39E+07	0.45	5.13E+07	0.45	9.34E+07	0.45	1.55E+08
0.46	1.76E+06	0.46	7.75E+06	0.46	2.14E+07	0.46	4.66E+07	0.46	8.51E+07	0.46	1.40E+08
0.47	1.57E+06	0.47	6.99E+06	0.47	1.91E+07	0.47	4.18E+07	0.47	7.69E+07	0.47	1.27E+08
0.48	1.39E+06	0.48	6.22E+06	0.48	1.69E+07	0.48	3.69E+07	0.48	6.88E+07	0.48	1.14E+08
0.49	1.21E+06	0.49	5.49E+06	0.49	1.49E+07	0.49	3.22E+07	0.49	6.05E+07	0.49	1.01E+08
0.5	1.04E+06	0.5	4.78E+06	0.5	1.31E+07	0.5	2.78E+07	0.5	5.22E+07	0.5	8.82E+07
Promedio	5.58E+06	Promedio	2.62E+07	Promedio	6.44E+07	Promedio	1.19E+08	Promedio	1.89E+08	Promedio	2.75E+08
Amplitud	-9.92E+06	Amplitud	-4.58E+07	Amplitud	-8.26E+07	Amplitud	-1.27E+08	Amplitud	-1.76E+08	Amplitud	-2.28E+08
σ	2.97E+06	σ	1.52E+07	σ	3.05E+07	σ	4.57E+07	σ	6.02E+07	σ	7.33E+07

Tabla B.3 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: Temperatura (T). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

T = 1000 °C		T = 1050 °C		Caso Base T = 1077 °C		T = 1100 °C		T = 1150 °C	
% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)
0.1	5.26E+06	0.1	8.58E+06	0.1	1.10E+07	0.1	1.47E+07	0.1	1.96E+07
0.11	5.10E+06	0.11	8.35E+06	0.11	1.06E+07	0.11	1.40E+07	0.11	1.96E+07
0.12	4.94E+06	0.12	8.12E+06	0.12	1.03E+07	0.12	1.33E+07	0.12	1.96E+07
0.13	4.78E+06	0.13	7.90E+06	0.13	1.00E+07	0.13	1.27E+07	0.13	1.96E+07
0.14	4.62E+06	0.14	7.67E+06	0.14	9.74E+06	0.14	1.22E+07	0.14	1.96E+07
0.15	4.46E+06	0.15	7.45E+06	0.15	9.45E+06	0.15	1.17E+07	0.15	1.96E+07
0.16	4.30E+06	0.16	7.23E+06	0.16	9.16E+06	0.16	1.12E+07	0.16	1.96E+07
0.17	4.15E+06	0.17	7.01E+06	0.17	8.88E+06	0.17	1.08E+07	0.17	1.96E+07
0.18	3.99E+06	0.18	6.79E+06	0.18	8.60E+06	0.18	1.05E+07	0.18	1.95E+07
0.19	3.84E+06	0.19	6.57E+06	0.19	8.33E+06	0.19	1.01E+07	0.19	1.84E+07
0.2	3.70E+06	0.2	6.35E+06	0.2	8.06E+06	0.2	9.79E+06	0.2	1.73E+07
0.21	3.56E+06	0.21	6.13E+06	0.21	7.79E+06	0.21	9.45E+06	0.21	1.63E+07
0.22	3.43E+06	0.22	5.91E+06	0.22	7.52E+06	0.22	9.12E+06	0.22	1.53E+07
0.23	3.30E+06	0.23	5.69E+06	0.23	7.26E+06	0.23	8.79E+06	0.23	1.43E+07
0.24	3.17E+06	0.24	5.46E+06	0.24	7.00E+06	0.24	8.47E+06	0.24	1.34E+07
0.25	3.05E+06	0.25	5.24E+06	0.25	6.74E+06	0.25	8.16E+06	0.25	1.26E+07
0.26	2.93E+06	0.26	5.01E+06	0.26	6.47E+06	0.26	7.85E+06	0.26	1.19E+07
0.27	2.81E+06	0.27	4.79E+06	0.27	6.21E+06	0.27	7.54E+06	0.27	1.13E+07
0.28	2.69E+06	0.28	4.56E+06	0.28	5.95E+06	0.28	7.24E+06	0.28	1.08E+07
0.29	2.57E+06	0.29	4.34E+06	0.29	5.68E+06	0.29	6.93E+06	0.29	1.03E+07
0.3	2.45E+06	0.3	4.11E+06	0.3	5.41E+06	0.3	6.63E+06	0.3	9.82E+06
0.31	2.34E+06	0.31	3.90E+06	0.31	5.15E+06	0.31	6.33E+06	0.31	9.37E+06
0.32	2.22E+06	0.32	3.69E+06	0.32	4.88E+06	0.32	6.02E+06	0.32	8.92E+06
0.33	2.11E+06	0.33	3.50E+06	0.33	4.61E+06	0.33	5.72E+06	0.33	8.49E+06
0.34	1.99E+06	0.34	3.32E+06	0.34	4.34E+06	0.34	5.41E+06	0.34	8.07E+06
0.35	1.88E+06	0.35	3.14E+06	0.35	4.08E+06	0.35	5.10E+06	0.35	7.66E+06
0.36	1.77E+06	0.36	2.96E+06	0.36	3.83E+06	0.36	4.79E+06	0.36	7.25E+06
0.37	1.66E+06	0.37	2.79E+06	0.37	3.59E+06	0.37	4.48E+06	0.37	6.84E+06
0.38	1.55E+06	0.38	2.62E+06	0.38	3.36E+06	0.38	4.18E+06	0.38	6.44E+06
0.39	1.44E+06	0.39	2.45E+06	0.39	3.15E+06	0.39	3.88E+06	0.39	6.03E+06
0.4	1.34E+06	0.4	2.29E+06	0.4	2.94E+06	0.4	3.61E+06	0.4	5.62E+06
0.41	1.23E+06	0.41	2.13E+06	0.41	2.74E+06	0.41	3.35E+06	0.41	5.21E+06
0.42	1.13E+06	0.42	1.96E+06	0.42	2.54E+06	0.42	3.11E+06	0.42	4.80E+06
0.43	1.03E+06	0.43	1.80E+06	0.43	2.34E+06	0.43	2.87E+06	0.43	4.39E+06
0.44	9.25E+05	0.44	1.64E+06	0.44	2.14E+06	0.44	2.63E+06	0.44	3.99E+06
0.45	8.26E+05	0.45	1.49E+06	0.45	1.95E+06	0.45	2.40E+06	0.45	3.62E+06
0.46	7.27E+05	0.46	1.34E+06	0.46	1.76E+06	0.46	2.18E+06	0.46	3.28E+06
0.47	6.30E+05	0.47	1.19E+06	0.47	1.57E+06	0.47	1.95E+06	0.47	2.96E+06
0.48	5.32E+05	0.48	1.05E+06	0.48	1.39E+06	0.48	1.73E+06	0.48	2.64E+06
0.49	4.33E+05	0.49	9.04E+05	0.49	1.21E+06	0.49	1.52E+06	0.49	2.34E+06
0.5	3.27E+05	0.5	7.64E+05	0.5	1.04E+06	0.5	1.31E+06	0.5	2.04E+06
Promedio	2.57E+06	Promedio	4.35E+06	Promedio	5.58E+06	Promedio	6.92E+06	Promedio	1.09E+07
Amplitud	-4.93E+06	Amplitud	-7.81E+06	Amplitud	-9.92E+06	Amplitud	-1.34E+07	Amplitud	-1.75E+07
σ	1.44E+06	σ	2.36E+06	σ	2.97E+06	σ	3.77E+06	σ	6.11E+06

Tabla B.4 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: Contenido de agua inicial disuelta (H₂O). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base (H ₂ O = 3.2%)		H ₂ O = 3.6 %		H ₂ O = 4 %		H ₂ O = 4.5 %		H ₂ O = 5 %	
% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)
0.1	1.10E+07	0.1	1.25E+07	0.1	1.41E+07	0.1	1.63E+07	0.1	1.86E+07
0.11	1.06E+07	0.11	1.22E+07	0.11	1.37E+07	0.11	1.57E+07	0.11	1.79E+07
0.12	1.03E+07	0.12	1.18E+07	0.12	1.33E+07	0.12	1.52E+07	0.12	1.72E+07
0.13	1.00E+07	0.13	1.15E+07	0.13	1.30E+07	0.13	1.48E+07	0.13	1.67E+07
0.14	9.74E+06	0.14	1.12E+07	0.14	1.26E+07	0.14	1.44E+07	0.14	1.62E+07
0.15	9.45E+06	0.15	1.09E+07	0.15	1.23E+07	0.15	1.40E+07	0.15	1.58E+07
0.16	9.16E+06	0.16	1.05E+07	0.16	1.19E+07	0.16	1.37E+07	0.16	1.54E+07
0.17	8.88E+06	0.17	1.02E+07	0.17	1.16E+07	0.17	1.33E+07	0.17	1.50E+07
0.18	8.60E+06	0.18	9.92E+06	0.18	1.12E+07	0.18	1.29E+07	0.18	1.45E+07
0.19	8.33E+06	0.19	9.61E+06	0.19	1.09E+07	0.19	1.25E+07	0.19	1.41E+07
0.2	8.06E+06	0.2	9.31E+06	0.2	1.06E+07	0.2	1.21E+07	0.2	1.37E+07
0.21	7.79E+06	0.21	9.02E+06	0.21	1.02E+07	0.21	1.18E+07	0.21	1.33E+07
0.22	7.52E+06	0.22	8.72E+06	0.22	9.92E+06	0.22	1.14E+07	0.22	1.29E+07
0.23	7.26E+06	0.23	8.43E+06	0.23	9.60E+06	0.23	1.10E+07	0.23	1.25E+07
0.24	7.00E+06	0.24	8.14E+06	0.24	9.27E+06	0.24	1.07E+07	0.24	1.21E+07
0.25	6.74E+06	0.25	7.84E+06	0.25	8.95E+06	0.25	1.03E+07	0.25	1.17E+07
0.26	6.47E+06	0.26	7.55E+06	0.26	8.63E+06	0.26	9.98E+06	0.26	1.13E+07
0.27	6.21E+06	0.27	7.26E+06	0.27	8.31E+06	0.27	9.62E+06	0.27	1.09E+07
0.28	5.95E+06	0.28	6.97E+06	0.28	7.99E+06	0.28	9.26E+06	0.28	1.05E+07
0.29	5.68E+06	0.29	6.67E+06	0.29	7.66E+06	0.29	8.90E+06	0.29	1.01E+07
0.3	5.41E+06	0.3	6.37E+06	0.3	7.34E+06	0.3	8.54E+06	0.3	9.72E+06
0.31	5.15E+06	0.31	6.07E+06	0.31	7.01E+06	0.31	8.17E+06	0.31	9.32E+06
0.32	4.88E+06	0.32	5.77E+06	0.32	6.67E+06	0.32	7.80E+06	0.32	8.91E+06
0.33	4.61E+06	0.33	5.47E+06	0.33	6.34E+06	0.33	7.42E+06	0.33	8.50E+06
0.34	4.34E+06	0.34	5.16E+06	0.34	6.00E+06	0.34	7.04E+06	0.34	8.08E+06
0.35	4.08E+06	0.35	4.86E+06	0.35	5.65E+06	0.35	6.66E+06	0.35	7.65E+06
0.36	3.83E+06	0.36	4.56E+06	0.36	5.31E+06	0.36	6.27E+06	0.36	7.22E+06
0.37	3.59E+06	0.37	4.27E+06	0.37	4.97E+06	0.37	5.87E+06	0.37	6.78E+06
0.38	3.36E+06	0.38	3.99E+06	0.38	4.64E+06	0.38	5.49E+06	0.38	6.34E+06
0.39	3.15E+06	0.39	3.74E+06	0.39	4.34E+06	0.39	5.11E+06	0.39	5.91E+06
0.4	2.94E+06	0.4	3.49E+06	0.4	4.05E+06	0.4	4.77E+06	0.4	5.49E+06
0.41	2.74E+06	0.41	3.26E+06	0.41	3.78E+06	0.41	4.44E+06	0.41	5.11E+06
0.42	2.54E+06	0.42	3.02E+06	0.42	3.52E+06	0.42	4.13E+06	0.42	4.75E+06
0.43	2.34E+06	0.43	2.79E+06	0.43	3.26E+06	0.43	3.83E+06	0.43	4.41E+06
0.44	2.14E+06	0.44	2.57E+06	0.44	3.00E+06	0.44	3.54E+06	0.44	4.07E+06
0.45	1.95E+06	0.45	2.35E+06	0.45	2.75E+06	0.45	3.25E+06	0.45	3.74E+06
0.46	1.76E+06	0.46	2.13E+06	0.46	2.50E+06	0.46	2.97E+06	0.46	3.42E+06
0.47	1.57E+06	0.47	1.91E+06	0.47	2.26E+06	0.47	2.69E+06	0.47	3.11E+06
0.48	1.39E+06	0.48	1.70E+06	0.48	2.02E+06	0.48	2.41E+06	0.48	2.80E+06
0.49	1.21E+06	0.49	1.49E+06	0.49	1.78E+06	0.49	2.14E+06	0.49	2.50E+06
0.5	1.04E+06	0.5	1.29E+06	0.5	1.55E+06	0.5	1.88E+06	0.5	2.20E+06
Promedio	5.58E+06	Promedio	6.50E+06	Promedio	7.43E+06	Promedio	8.59E+06	Promedio	9.77E+06
Amplitud	-9.92E+06	Amplitud	-1.12E+07	Amplitud	-1.26E+07	Amplitud	-1.44E+07	Amplitud	-1.64E+07
σ	2.97E+06	σ	3.37E+06	σ	3.77E+06	σ	4.27E+06	σ	4.80E+06

Radio del conducto volcánico

Tabla B.5 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido de cristales (X_i). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Xi = 20%		Xi = 24%		Xi = 28%	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5	8,06,E+06	5	7,00,E+06	5	5,95,E+06
6	1,42,E+07	6	1,23,E+07	6	1,05,E+07
7	2,33,E+07	7	1,98,E+07	7	1,68,E+07
8	3,89,E+07	8	3,06,E+07	8	2,55,E+07
9	6,19,E+07	9	4,80,E+07	9	3,71,E+07
10	7,91,E+07	10	7,27,E+07	10	5,47,E+07
11	9,57,E+07	11	9,57,E+07	11	7,96,E+07
12	1,14,E+08	12	1,14,E+08	12	1,12,E+08
13	1,34,E+08	13	1,34,E+08	13	1,34,E+08
14	1,55,E+08	14	1,55,E+08	14	1,55,E+08
15	1,78,E+08	15	1,78,E+08	15	1,78,E+08
16	2,02,E+08	16	2,02,E+08	16	2,02,E+08
17	2,28,E+08	17	2,28,E+08	17	2,28,E+08
18	2,56,E+08	18	2,56,E+08	18	2,56,E+08
19	2,85,E+08	19	2,85,E+08	19	2,85,E+08
20	3,16,E+08	20	3,16,E+08	20	3,16,E+08
Promedio	1,37E+08	Promedio	1,35E+08	Promedio	1,31E+08
Amplitud	3,08E+08	Amplitud	3,09E+08	Amplitud	3,10E+08
σ	9,63E+07	σ	9,83E+07	σ	1,01E+08

Continuación tabla B.5 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido de cristales (X_i). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Xi = 32%		Xi = 36%		Xi = 40%	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5	4,88,E+06	5	3,83,E+06	5	2,94,E+06
6	8,72,E+06	6	6,94,E+06	6	5,22,E+06
7	1,41,E+07	7	1,14,E+07	7	8,61,E+06
8	2,12,E+07	8	1,73,E+07	8	1,33,E+07
9	3,06,E+07	9	2,48,E+07	9	1,93,E+07
10	4,26,E+07	10	3,43,E+07	10	2,68,E+07
11	5,84,E+07	11	4,62,E+07	11	3,60,E+07
12	8,13,E+07	12	6,06,E+07	12	4,71,E+07
13	1,11,E+08	13	7,85,E+07	13	6,03,E+07
14	1,49,E+08	14	1,03,E+08	14	7,59,E+07
15	1,78,E+08	15	1,35,E+08	15	9,42,E+07
16	2,02,E+08	16	1,74,E+08	16	1,16,E+08
17	2,28,E+08	17	2,21,E+08	17	1,43,E+08
18	2,56,E+08	18	2,56,E+08	18	1,78,E+08
19	2,85,E+08	19	2,85,E+08	19	2,20,E+08
20	3,16,E+08	20	3,16,E+08	20	2,69,E+08
Promedio	1,24E+08	Promedio	1,11E+08	Promedio	8,22E+07
Amplitud	3,11E+08	Amplitud	3,12E+08	Amplitud	2,66E+08
σ	1,04E+08	σ	1,04E+08	σ	7,96E+07

Continuación tabla B.5 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido de cristales (X_i). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base $X_i = 42\%$		$X_i = 46\%$		$X_i = 50\%$		$X_i = 54\%$	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5	2.54E+06	5	1.76E+06	5	1.04E+06	5	3.84E+05
6	4.49E+06	6	3.14E+06	6	1.89E+06	6	7.72E+05
7	7.30E+06	7	5.11E+06	7	3.12E+06	7	1.34E+06
8	1.13E+07	8	7.75E+06	8	4.78E+06	8	2.12E+06
9	1.65E+07	9	1.12E+07	9	6.94E+06	9	3.16E+06
10	2.31E+07	10	1.57E+07	10	9.67E+06	10	4.48E+06
11	3.12E+07	11	2.14E+07	11	1.31E+07	11	6.12E+06
12	4.09E+07	12	2.85E+07	12	1.72E+07	12	8.12E+06
13	5.23E+07	13	3.68E+07	13	2.20E+07	13	1.05E+07
14	6.57E+07	14	4.66E+07	14	2.78E+07	14	1.33E+07
15	8.13E+07	15	5.78E+07	15	3.47E+07	15	1.66E+07
16	9.94E+07	16	7.06E+07	16	4.28E+07	16	2.04E+07
17	1.20E+08	17	8.51E+07	17	5.22E+07	17	2.47E+07
18	1.44E+08	18	1.01E+08	18	6.29E+07	18	2.96E+07
19	1.73E+08	19	1.20E+08	19	7.49E+07	19	3.51E+07
20	2.09E+08	20	1.40E+08	20	8.82E+07	20	4.12E+07
Promedio	6.76E+07	Promedio	4.71E+07	Promedio	2.90E+07	Promedio	1.36E+07
Amplitud	2.07E+08	Amplitud	1.39E+08	Amplitud	8.72E+07	Amplitud	4.08E+07
σ	6.27E+07	σ	4.31E+07	σ	2.69E+07	σ	1.27E+07

Tabla B.6 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base		H = 6000 m		H = 5000 m		H = 4000 m		H = 3000 m	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5	2.54E+06	5	2.72E+06	5	2.94E+06	5	3.23E+06	5	3.62E+06
6	4.49E+06	6	4.80E+06	6	5.19E+06	6	5.74E+06	6	6.58E+06
7	7.30E+06	7	7.85E+06	7	8.57E+06	7	9.54E+06	7	1.09E+07
8	1.13E+07	8	1.22E+07	8	1.33E+07	8	1.47E+07	8	1.66E+07
9	1.65E+07	9	1.78E+07	9	1.93E+07	9	2.13E+07	9	2.40E+07
10	2.31E+07	10	2.48E+07	10	2.69E+07	10	2.95E+07	10	3.34E+07
11	3.12E+07	11	3.34E+07	11	3.61E+07	11	3.97E+07	11	4.49E+07
12	4.09E+07	12	4.37E+07	12	4.72E+07	12	5.20E+07	12	5.91E+07
13	5.23E+07	13	5.59E+07	13	6.05E+07	13	6.68E+07	13	7.63E+07
14	6.57E+07	14	7.03E+07	14	7.62E+07	14	8.44E+07	14	9.94E+07
15	8.13E+07	15	8.71E+07	15	9.47E+07	15	1.06E+08	15	1.30E+08
16	9.94E+07	16	1.07E+08	16	1.16E+08	16	1.35E+08	16	1.68E+08
17	1.20E+08	17	1.29E+08	17	1.44E+08	17	1.71E+08	17	2.13E+08
18	1.44E+08	18	1.57E+08	18	1.80E+08	18	2.14E+08	18	2.58E+08
19	1.73E+08	19	1.93E+08	19	2.22E+08	19	2.65E+08	19	2.88E+08
20	2.09E+08	20	2.36E+08	20	2.72E+08	20	3.18E+08	20	3.19E+08
Promedio	6.76E+07	Promedio	7.39E+07	Promedio	8.28E+07	Promedio	9.59E+07	Promedio	1.09E+08
Amplitud	2.07E+08	Amplitud	2.33E+08	Amplitud	2.69E+08	Amplitud	3.15E+08	Amplitud	3.15E+08
σ	6.27E+07	σ	6.98E+07	σ	8.05E+07	σ	9.55E+07	σ	1.04E+08

Tabla B.7 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: Temperatura del magma (T). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

T° = 1000 °C		T° = 1050 °C		Caso Base T = 1077 °C		T° = 1100 °C		T° = 1150 °C	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5	1.13E+06	5	1.96E+06	5	2.54E+06	5	3.11E+06	5	4.80E+06
6	2.05E+06	6	3.49E+06	6	4.49E+06	6	5.52E+06	6	8.59E+06
7	3.37E+06	7	5.67E+06	7	7.30E+06	7	9.14E+06	7	1.39E+07
8	5.16E+06	8	8.60E+06	8	1.13E+07	8	1.40E+07	8	2.10E+07
9	7.49E+06	9	1.25E+07	9	1.65E+07	9	2.04E+07	9	3.02E+07
10	1.05E+07	10	1.77E+07	10	2.31E+07	10	2.82E+07	10	4.21E+07
11	1.41E+07	11	2.41E+07	11	3.12E+07	11	3.79E+07	11	5.75E+07
12	1.85E+07	12	3.19E+07	12	4.09E+07	12	4.95E+07	12	7.97E+07
13	2.38E+07	13	4.11E+07	13	5.23E+07	13	6.35E+07	13	1.09E+08
14	3.02E+07	14	5.17E+07	14	6.57E+07	14	8.01E+07	14	1.46E+08
15	3.79E+07	15	6.41E+07	15	8.13E+07	15	9.96E+07	15	1.76E+08
16	4.69E+07	16	7.81E+07	16	9.94E+07	16	1.24E+08	16	2.01E+08
17	5.71E+07	17	9.42E+07	17	1.20E+08	17	1.56E+08	17	2.26E+08
18	6.87E+07	18	1.12E+08	18	1.44E+08	18	1.95E+08	18	2.54E+08
19	8.16E+07	19	1.33E+08	19	1.73E+08	19	2.41E+08	19	2.83E+08
20	9.60E+07	20	1.56E+08	20	2.09E+08	20	2.95E+08	20	3.13E+08
Promedio	3.15E+07	Promedio	5.23E+07	Promedio	6.76E+07	Promedio	8.89E+07	Promedio	1.23E+08
Amplitud	9.49E+07	Amplitud	1.54E+08	Amplitud	2.07E+08	Amplitud	2.92E+08	Amplitud	3.09E+08
σ	2.94E+07	σ	4.77E+07	σ	6.27E+07	σ	8.75E+07	σ	1.03E+08

Tabla B.8 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido inicial de agua disuelta (H_2O). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base ($H_2O = 3.2\%$)		$H_2O = 3.6\%$		$H_2O = 4\%$		$H_2O = 4.5\%$		$H_2O = 5\%$	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5	2.54E+06	5	3.02E+06	5	3.52E+06	5	4.01E+06	5	4.75E+06
6	4.49E+06	6	5.32E+06	6	6.18E+06	6	7.06E+06	6	8.41E+06
7	7.30E+06	7	8.69E+06	7	1.01E+07	7	1.16E+07	7	1.38E+07
8	1.13E+07	8	1.34E+07	8	1.56E+07	8	1.77E+07	8	2.10E+07
9	1.65E+07	9	1.95E+07	9	2.26E+07	9	2.56E+07	9	3.01E+07
10	2.31E+07	10	2.72E+07	10	3.12E+07	10	3.52E+07	10	4.13E+07
11	3.12E+07	11	3.64E+07	11	4.17E+07	11	4.69E+07	11	5.48E+07
12	4.09E+07	12	4.75E+07	12	5.42E+07	12	6.09E+07	12	7.09E+07
13	5.23E+07	13	6.06E+07	13	6.89E+07	13	7.73E+07	13	8.99E+07
14	6.57E+07	14	7.59E+07	14	8.62E+07	14	9.66E+07	14	1.12E+08
15	8.13E+07	15	9.38E+07	15	1.06E+08	15	1.19E+08	15	1.38E+08
16	9.94E+07	16	1.14E+08	16	1.29E+08	16	1.45E+08	16	1.67E+08
17	1.20E+08	17	1.38E+08	17	1.56E+08	17	1.74E+08	17	2.03E+08
18	1.44E+08	18	1.65E+08	18	1.87E+08	18	2.11E+08	18	2.52E+08
19	1.73E+08	19	1.99E+08	19	2.28E+08	19	2.59E+08	19	2.85E+08
20	2.09E+08	20	2.42E+08	20	2.78E+08	20	3.16E+08	20	3.16E+08
Promedio	6.76E+07	Promedio	7.82E+07	Promedio	8.91E+07	Promedio	1.00E+08	Promedio	1.13E+08
Amplitud	2.07E+08	Amplitud	2.39E+08	Amplitud	2.75E+08	Amplitud	3.12E+08	Amplitud	3.11E+08
σ	6.27E+07	σ	7.22E+07	σ	8.24E+07	σ	9.33E+07	σ	1.00E+08

Temperatura del magma

Tabla B.9 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Xi = 20%		Xi = 24%		Xi = 28%	
Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	3,70,E+06	1000	3,17,E+06	1000	2,69,E+06
1010	4,16,E+06	1010	3,53,E+06	1010	2,99,E+06
1020	4,67,E+06	1020	3,95,E+06	1020	3,31,E+06
1030	5,21,E+06	1030	4,42,E+06	1030	3,67,E+06
1040	5,77,E+06	1040	4,93,E+06	1040	4,09,E+06
1050	6,35,E+06	1050	5,46,E+06	1050	4,56,E+06
1060	6,96,E+06	1060	6,01,E+06	1060	5,06,E+06
1070	7,59,E+06	1070	6,58,E+06	1070	5,57,E+06
1080	8,26,E+06	1080	7,18,E+06	1080	6,11,E+06
1090	8,99,E+06	1090	7,80,E+06	1090	6,66,E+06
1100	9,79,E+06	1100	8,47,E+06	1100	7,24,E+06
1110	1,07,E+07	1110	9,19,E+06	1110	7,84,E+06
1120	1,17,E+07	1120	9,98,E+06	1120	8,49,E+06
1130	1,32,E+07	1130	1,08,E+07	1130	9,18,E+06
1140	1,51,E+07	1140	1,19,E+07	1140	9,94,E+06
1150	1,73,E+07	1150	1,34,E+07	1150	1,08,E+07
1160	1,96,E+07	1160	1,53,E+07	1160	1,18,E+07
1170	1,95,E+07	1170	1,74,E+07	1170	1,32,E+07
1180	1,95,E+07	1180	1,95,E+07	1180	1,49,E+07
1190	1,95,E+07	1190	1,95,E+07	1190	1,69,E+07
1200	1,95,E+07	1200	1,95,E+07	1200	1,92,E+07
Promedio	1,13E+07	Promedio	9,91E+06	Promedio	8,29E+06
Amplitud	1,58E+07	Amplitud	1,63E+07	Amplitud	1,65E+07
σ	5,71E+06	σ	5,41E+06	σ	4,61E+06

Continuación tabla B.9 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Xi = 32%		Xi = 36%		Xi = 40%	
Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	2,22,E+06	1000	1,77,E+06	1000	1,34,E+06
1010	2,47,E+06	1010	1,97,E+06	1010	1,50,E+06
1020	2,74,E+06	1020	2,20,E+06	1020	1,68,E+06
1030	3,03,E+06	1030	2,44,E+06	1030	1,87,E+06
1040	3,34,E+06	1040	2,69,E+06	1040	2,07,E+06
1050	3,69,E+06	1050	2,96,E+06	1050	2,29,E+06
1060	4,10,E+06	1060	3,26,E+06	1060	2,52,E+06
1070	4,55,E+06	1070	3,57,E+06	1070	2,76,E+06
1080	5,02,E+06	1080	3,94,E+06	1080	3,02,E+06
1090	5,51,E+06	1090	4,35,E+06	1090	3,30,E+06
1100	6,02,E+06	1100	4,79,E+06	1100	3,61,E+06
1110	6,55,E+06	1110	5,25,E+06	1110	3,95,E+06
1120	7,09,E+06	1120	5,73,E+06	1120	4,34,E+06
1130	7,67,E+06	1130	6,21,E+06	1130	4,75,E+06
1140	8,27,E+06	1140	6,72,E+06	1140	5,18,E+06
1150	8,92,E+06	1150	7,25,E+06	1150	5,62,E+06
1160	9,63,E+06	1160	7,80,E+06	1160	6,08,E+06
1170	1,04,E+07	1170	8,38,E+06	1170	6,55,E+06
1180	1,12,E+07	1180	9,01,E+06	1180	7,04,E+06
1190	1,24,E+07	1190	9,68,E+06	1190	7,54,E+06
1200	1,39,E+07	1200	1,04,E+07	1200	8,08,E+06
Promedio	6,60E+06	Promedio	5,26E+06	Promedio	4,05E+06
Amplitud	1,16E+07	Amplitud	8,65E+06	Amplitud	6,74E+06
σ	3,37E+06	σ	2,63E+06	σ	2,06E+06

Continuación tabla B.9 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base Xi = 42%		Xi = 46%		Xi = 50%		Xi = 54%	
Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	1.13E+06	1000	7.27E+05	1000	3.27E+05	1000	1.73E+04
1010	1.27E+06	1010	8.36E+05	1010	4.14E+05	1010	2.12E+04
1020	1.43E+06	1020	9.50E+05	1020	4.98E+05	1020	2.63E+04
1030	1.59E+06	1030	1.07E+06	1030	5.83E+05	1030	3.29E+04
1040	1.77E+06	1040	1.20E+06	1040	6.71E+05	1040	4.05E+04
1050	1.96E+06	1050	1.34E+06	1050	7.64E+05	1050	1.95E+05
1060	2.17E+06	1060	1.49E+06	1060	8.62E+05	1060	2.72E+05
1070	2.38E+06	1070	1.64E+06	1070	9.65E+05	1070	3.39E+05
1080	2.61E+06	1080	1.81E+06	1080	1.07E+06	1080	4.04E+05
1090	2.85E+06	1090	1.99E+06	1090	1.19E+06	1090	4.70E+05
1100	3.11E+06	1100	2.18E+06	1100	1.31E+06	1100	5.38E+05
1110	3.38E+06	1110	2.37E+06	1110	1.44E+06	1110	6.09E+05
1120	3.68E+06	1120	2.58E+06	1120	1.58E+06	1120	6.82E+05
1130	4.02E+06	1130	2.80E+06	1130	1.72E+06	1130	7.59E+05
1140	4.40E+06	1140	3.03E+06	1140	1.87E+06	1140	8.39E+05
1150	4.80E+06	1150	3.28E+06	1150	2.04E+06	1150	9.24E+05
1160	5.21E+06	1160	3.54E+06	1160	2.20E+06	1160	1.01E+06
1170	5.64E+06	1170	3.84E+06	1170	2.38E+06	1170	1.10E+06
1180	6.08E+06	1180	4.16E+06	1180	2.57E+06	1180	1.20E+06
1190	6.54E+06	1190	4.51E+06	1190	2.76E+06	1190	1.30E+06
1200	7.01E+06	1200	4.88E+06	1200	2.96E+06	1200	1.41E+06
Promedio	3.48E+06	Promedio	2.39E+06	Promedio	1.44E+06	Promedio	5.81E+05
Amplitud	5.88E+06	Amplitud	4.16E+06	Amplitud	2.64E+06	Amplitud	1.39E+06
σ	1.78E+06	σ	1.24E+06	σ	7.92E+05	σ	4.45E+05

Tabla B.10 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base H = 7000 m		H = 6000 m		H = 5000 m		H = 4000 m		H = 3000 m	
Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	1.13E+06	1000	1.24E+06	1000	1.37E+06	1000	1.55E+06	1000	1.78E+06
1010	1.27E+06	1010	1.39E+06	1010	1.54E+06	1010	1.72E+06	1010	1.97E+06
1020	1.43E+06	1020	1.55E+06	1020	1.71E+06	1020	1.91E+06	1020	2.18E+06
1030	1.59E+06	1030	1.73E+06	1030	1.90E+06	1030	2.11E+06	1030	2.40E+06
1040	1.77E+06	1040	1.92E+06	1040	2.09E+06	1040	2.32E+06	1040	2.62E+06
1050	1.96E+06	1050	2.12E+06	1050	2.31E+06	1050	2.55E+06	1050	2.87E+06
1060	2.17E+06	1060	2.33E+06	1060	2.53E+06	1060	2.79E+06	1060	3.12E+06
1070	2.38E+06	1070	2.56E+06	1070	2.77E+06	1070	3.04E+06	1070	3.40E+06
1080	2.61E+06	1080	2.79E+06	1080	3.02E+06	1080	3.31E+06	1080	3.73E+06
1090	2.85E+06	1090	3.05E+06	1090	3.29E+06	1090	3.61E+06	1090	4.11E+06
1100	3.11E+06	1100	3.32E+06	1100	3.59E+06	1100	3.96E+06	1100	4.54E+06
1110	3.38E+06	1110	3.61E+06	1110	3.92E+06	1110	4.36E+06	1110	4.99E+06
1120	3.68E+06	1120	3.95E+06	1120	4.31E+06	1120	4.79E+06	1120	5.46E+06
1130	4.02E+06	1130	4.33E+06	1130	4.72E+06	1130	5.23E+06	1130	5.94E+06
1140	4.40E+06	1140	4.73E+06	1140	5.15E+06	1140	5.69E+06	1140	6.44E+06
1150	4.80E+06	1150	5.15E+06	1150	5.59E+06	1150	6.16E+06	1150	6.94E+06
1160	5.21E+06	1160	5.58E+06	1160	6.04E+06	1160	6.64E+06	1160	7.47E+06
1170	5.64E+06	1170	6.03E+06	1170	6.50E+06	1170	7.13E+06	1170	8.01E+06
1180	6.08E+06	1180	6.48E+06	1180	6.98E+06	1180	7.64E+06	1180	8.58E+06
1190	6.54E+06	1190	6.95E+06	1190	7.48E+06	1190	8.17E+06	1190	9.19E+06
1200	7.01E+06	1200	7.44E+06	1200	7.99E+06	1200	8.74E+06	1200	9.83E+06
Promedio	3.48E+06	Promedio	3.73E+06	Promedio	4.04E+06	Promedio	4.45E+06	Promedio	5.03E+06
Amplitud	5.88E+06	Amplitud	6.20E+06	Amplitud	6.62E+06	Amplitud	7.19E+06	Amplitud	8.05E+06
σ	1.78E+06	σ	1.89E+06	σ	2.03E+06	σ	2.21E+06	σ	2.48E+06

Tabla B.11 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: Radio del conducto volcánico (r). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base $r = 5$ m		$r = 8$ m		$r = 11$ m		$r = 14$ m		$r = 17$ m		$r = 20$ m	
T° ($^\circ\text{C}$)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° ($^\circ\text{C}$)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° ($^\circ\text{C}$)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° ($^\circ\text{C}$)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° ($^\circ\text{C}$)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° ($^\circ\text{C}$)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	1.13E+06	1000	5.16E+06	1000	1.41E+07	1000	3.02E+07	1000	5.71E+07	1000	9.60E+07
1010	1.27E+06	1010	5.75E+06	1010	1.56E+07	1010	3.41E+07	1010	6.39E+07	1010	1.06E+08
1020	1.43E+06	1020	6.40E+06	1020	1.74E+07	1020	3.82E+07	1020	7.09E+07	1020	1.17E+08
1030	1.59E+06	1030	7.08E+06	1030	1.94E+07	1030	4.26E+07	1030	7.83E+07	1030	1.29E+08
1040	1.77E+06	1040	7.81E+06	1040	2.17E+07	1040	4.71E+07	1040	8.60E+07	1040	1.42E+08
1050	1.96E+06	1050	8.60E+06	1050	2.41E+07	1050	5.17E+07	1050	9.42E+07	1050	1.56E+08
1060	2.17E+06	1060	9.48E+06	1060	2.67E+07	1060	5.66E+07	1060	1.03E+08	1060	1.71E+08
1070	2.38E+06	1070	1.05E+07	1070	2.93E+07	1070	6.18E+07	1070	1.13E+08	1070	1.90E+08
1080	2.61E+06	1080	1.16E+07	1080	3.20E+07	1080	6.74E+07	1080	1.23E+08	1080	2.19E+08
1090	2.85E+06	1090	1.28E+07	1090	3.49E+07	1090	7.34E+07	1090	1.37E+08	1090	2.54E+08
1100	3.11E+06	1100	1.40E+07	1100	3.79E+07	1100	8.01E+07	1100	1.56E+08	1100	2.95E+08
1110	3.38E+06	1110	1.53E+07	1110	4.11E+07	1110	8.74E+07	1110	1.80E+08	1110	3.15E+08
1120	3.68E+06	1120	1.66E+07	1120	4.45E+07	1120	9.74E+07	1120	2.08E+08	1120	3.14E+08
1130	4.02E+06	1130	1.80E+07	1130	4.83E+07	1130	1.11E+08	1130	2.27E+08	1130	3.14E+08
1140	4.40E+06	1140	1.94E+07	1140	5.24E+07	1140	1.28E+08	1140	2.27E+08	1140	3.14E+08
1150	4.80E+06	1150	2.10E+07	1150	5.75E+07	1150	1.46E+08	1150	2.26E+08	1150	3.13E+08
1160	5.21E+06	1160	2.26E+07	1160	6.47E+07	1160	1.53E+08	1160	2.26E+08	1160	3.13E+08
1170	5.64E+06	1170	2.43E+07	1170	7.35E+07	1170	1.53E+08	1170	2.26E+08	1170	3.13E+08
1180	6.08E+06	1180	2.62E+07	1180	8.36E+07	1180	1.53E+08	1180	2.26E+08	1180	3.12E+08
1190	6.54E+06	1190	2.83E+07	1190	9.43E+07	1190	1.53E+08	1190	2.25E+08	1190	3.12E+08
1200	7.01E+06	1200	3.09E+07	1200	9.42E+07	1200	1.53E+08	1200	2.25E+08	1200	3.11E+08
Promedio	3.48E+06	Promedio	1.53E+07	Promedio	4.42E+07	Promedio	9.13E+07	Promedio	1.56E+08	Promedio	2.38E+08
Amplitud	5.88E+06	Amplitud	2.58E+07	Amplitud	8.01E+07	Amplitud	1.22E+08	Amplitud	1.68E+08	Amplitud	2.15E+08
σ	1.78E+06	σ	7.70E+06	σ	2.48E+07	σ	4.51E+07	σ	6.50E+07	σ	8.37E+07

Tabla B.12 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Temperatura del magma (T). Parámetro fijo: Contenido de agua inicial disuelta (H₂O). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base H ₂ O = 3.2 %		H ₂ O = 3.6 %		H ₂ O = 4 %		H ₂ O = 4.5 %		H ₂ O = 5 %	
Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Temperatura (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	1.13E+06	1000	1.41E+06	1000	1.70E+06	1000	2.06E+06	1000	2.42E+06
1010	1.27E+06	1010	1.58E+06	1010	1.88E+06	1010	2.28E+06	1010	2.66E+06
1020	1.43E+06	1020	1.75E+06	1020	2.09E+06	1020	2.51E+06	1020	2.92E+06
1030	1.59E+06	1030	1.95E+06	1030	2.31E+06	1030	2.75E+06	1030	3.20E+06
1040	1.77E+06	1040	2.15E+06	1040	2.54E+06	1040	3.02E+06	1040	3.49E+06
1050	1.96E+06	1050	2.37E+06	1050	2.78E+06	1050	3.29E+06	1050	3.80E+06
1060	2.17E+06	1060	2.60E+06	1060	3.04E+06	1060	3.59E+06	1060	4.13E+06
1070	2.38E+06	1070	2.84E+06	1070	3.31E+06	1070	3.90E+06	1070	4.49E+06
1080	2.61E+06	1080	3.10E+06	1080	3.61E+06	1080	4.24E+06	1080	4.87E+06
1090	2.85E+06	1090	3.38E+06	1090	3.92E+06	1090	4.60E+06	1090	5.28E+06
1100	3.11E+06	1100	3.67E+06	1100	4.25E+06	1100	5.00E+06	1100	5.76E+06
1110	3.38E+06	1110	4.00E+06	1110	4.63E+06	1110	5.45E+06	1110	6.28E+06
1120	3.68E+06	1120	4.36E+06	1120	5.06E+06	1120	5.94E+06	1120	6.84E+06
1130	4.02E+06	1130	4.76E+06	1130	5.51E+06	1130	6.46E+06	1130	7.40E+06
1140	4.40E+06	1140	5.19E+06	1140	5.99E+06	1140	6.99E+06	1140	7.98E+06
1150	4.80E+06	1150	5.64E+06	1150	6.48E+06	1150	7.53E+06	1150	8.57E+06
1160	5.21E+06	1160	6.09E+06	1160	6.97E+06	1160	8.07E+06	1160	9.16E+06
1170	5.64E+06	1170	6.56E+06	1170	7.48E+06	1170	8.63E+06	1170	9.76E+06
1180	6.08E+06	1180	7.04E+06	1180	8.00E+06	1180	9.19E+06	1180	1.04E+07
1190	6.54E+06	1190	7.53E+06	1190	8.53E+06	1190	9.77E+06	1190	1.10E+07
1200	7.01E+06	1200	8.04E+06	1200	9.08E+06	1200	1.04E+07	1200	1.16E+07
Promedio	3.48E+06	Promedio	4.10E+06	Promedio	4.72E+06	Promedio	5.51E+06	Promedio	6.29E+06
Amplitud	5.88E+06	Amplitud	6.64E+06	Amplitud	7.38E+06	Amplitud	8.30E+06	Amplitud	9.22E+06
σ	1.78E+06	σ	2.03E+06	σ	2.27E+06	σ	2.56E+06	σ	2.86E+06

Contenido de H₂O inicial disuelta

Tabla B.13 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H₂O). Parámetro fijo: Contenido de cristales (Xi). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Xi= 20%		Xi= 24%		Xi= 28%	
%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3	7,43,E+06	3	6,43,E+06	3	5,44,E+06
3,1	7,74,E+06	3,1	6,71,E+06	3,1	5,69,E+06
3,2	8,06,E+06	3,2	7,00,E+06	3,2	5,95,E+06
3,3	8,37,E+06	3,3	7,28,E+06	3,3	6,20,E+06
3,4	8,69,E+06	3,4	7,57,E+06	3,4	6,46,E+06
3,5	9,00,E+06	3,5	7,85,E+06	3,5	6,71,E+06
3,6	9,31,E+06	3,6	8,14,E+06	3,6	6,97,E+06
3,7	9,63,E+06	3,7	8,42,E+06	3,7	7,22,E+06
3,8	9,94,E+06	3,8	8,71,E+06	3,8	7,48,E+06
3,9	1,03,E+07	3,9	8,99,E+06	3,9	7,73,E+06
4	1,06,E+07	4	9,27,E+06	4	7,99,E+06
4,1	1,09,E+07	4,1	9,56,E+06	4,1	8,24,E+06
4,2	1,12,E+07	4,2	9,84,E+06	4,2	8,50,E+06
4,3	1,15,E+07	4,3	1,01,E+07	4,3	8,75,E+06
4,4	1,18,E+07	4,4	1,04,E+07	4,4	9,01,E+06
4,5	1,21,E+07	4,5	1,07,E+07	4,5	9,26,E+06
4,6	1,25,E+07	4,6	1,10,E+07	4,6	9,52,E+06
4,7	1,28,E+07	4,7	1,13,E+07	4,7	9,77,E+06
4,8	1,31,E+07	4,8	1,15,E+07	4,8	1,00,E+07
4,9	1,34,E+07	4,9	1,18,E+07	4,9	1,03,E+07
5	1,37,E+07	5	1,21,E+07	5	1,05,E+07
Promedio	1,06E+07	Promedio	9,27E+06	Promedio	7,99E+06
Amplitud	6,28E+06	Amplitud	5,67E+06	Amplitud	5,09E+06
σ	1,90E+06	σ	1,72E+06	σ	1,54E+06

Continuación tabla B.13 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H_2O). Parámetro fijo: Contenido de cristales (X_i). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base

Xi= 32%		Xi= 36%		Xi= 40%	
%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3	4,44,E+06	3	3,47,E+06	3	2,67,E+06
3,1	4,66,E+06	3,1	3,65,E+06	3,1	2,81,E+06
3,2	4,88,E+06	3,2	3,83,E+06	3,2	2,94,E+06
3,3	5,10,E+06	3,3	4,00,E+06	3,3	3,08,E+06
3,4	5,32,E+06	3,4	4,19,E+06	3,4	3,22,E+06
3,5	5,55,E+06	3,5	4,37,E+06	3,5	3,36,E+06
3,6	5,77,E+06	3,6	4,56,E+06	3,6	3,49,E+06
3,7	6,00,E+06	3,7	4,74,E+06	3,7	3,63,E+06
3,8	6,22,E+06	3,8	4,93,E+06	3,8	3,77,E+06
3,9	6,45,E+06	3,9	5,12,E+06	3,9	3,91,E+06
4	6,67,E+06	4	5,31,E+06	4	4,05,E+06
4,1	6,90,E+06	4,1	5,50,E+06	4,1	4,19,E+06
4,2	7,12,E+06	4,2	5,69,E+06	4,2	4,34,E+06
4,3	7,35,E+06	4,3	5,88,E+06	4,3	4,48,E+06
4,4	7,57,E+06	4,4	6,08,E+06	4,4	4,62,E+06
4,5	7,80,E+06	4,5	6,27,E+06	4,5	4,77,E+06
4,6	8,02,E+06	4,6	6,46,E+06	4,6	4,91,E+06
4,7	8,24,E+06	4,7	6,65,E+06	4,7	5,05,E+06
4,8	8,47,E+06	4,8	6,84,E+06	4,8	5,20,E+06
4,9	8,69,E+06	4,9	7,03,E+06	4,9	5,35,E+06
5	8,91,E+06	5	7,22,E+06	5	5,49,E+06
Promedio	6,67E+06	Promedio	5,32E+06	Promedio	4,06E+06
Amplitud	4,47E+06	Amplitud	3,75E+06	Amplitud	2,82E+06
σ	1,36E+06	σ	1,14E+06	σ	8,54E+05

Continuación tabla B.13 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H_2O). Parámetro fijo: Contenido de cristales (X_i). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base

Caso Base $X_i = 42\%$		$X_i = 46\%$		$X_i = 50\%$		$X_i = 54\%$	
$\%H_2O$	Tasa Eruptiva (Kg/s)	$\%H_2O$	Tasa Eruptiva (Kg/s)	$\%H_2O$	Tasa Eruptiva (Kg/s)	$\%H_2O$	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3	2.30E+06	3	1.58E+06	3	9.19E+05	3	3.18E+05
3.1	2.42E+06	3.1	1.67E+06	3.1	9.80E+05	3.1	3.51E+05
3.2	2.54E+06	3.2	1.76E+06	3.2	1.04E+06	3.2	3.84E+05
3.3	2.66E+06	3.3	1.85E+06	3.3	1.10E+06	3.3	4.19E+05
3.4	2.78E+06	3.4	1.94E+06	3.4	1.16E+06	3.4	4.54E+05
3.5	2.90E+06	3.5	2.04E+06	3.5	1.23E+06	3.5	4.89E+05
3.6	3.02E+06	3.6	2.13E+06	3.6	1.29E+06	3.6	5.26E+05
3.7	3.15E+06	3.7	2.22E+06	3.7	1.36E+06	3.7	5.62E+05
3.8	3.27E+06	3.8	2.31E+06	3.8	1.42E+06	3.8	6.00E+05
3.9	3.39E+06	3.9	2.41E+06	3.9	1.48E+06	3.9	6.38E+05
4	3.52E+06	4	2.50E+06	4	1.55E+06	4	6.76E+05
4.1	3.64E+06	4.1	2.59E+06	4.1	1.61E+06	4.1	7.15E+05
4.2	3.76E+06	4.2	2.69E+06	4.2	1.68E+06	4.2	7.54E+05
4.3	3.89E+06	4.3	2.78E+06	4.3	1.75E+06	4.3	7.93E+05
4.4	4.01E+06	4.4	2.87E+06	4.4	1.81E+06	4.4	8.33E+05
4.5	4.13E+06	4.5	2.97E+06	4.5	1.88E+06	4.5	8.73E+05
4.6	4.26E+06	4.6	3.06E+06	4.6	1.94E+06	4.6	9.13E+05
4.7	4.38E+06	4.7	3.15E+06	4.7	2.01E+06	4.7	9.53E+05
4.8	4.50E+06	4.8	3.24E+06	4.8	2.07E+06	4.8	9.93E+05
4.9	4.63E+06	4.9	3.33E+06	4.9	2.14E+06	4.9	1.03E+06
5	4.75E+06	5	3.42E+06	5	2.20E+06	5	1.07E+06
Promedio	3.52E+06	Promedio	2.50E+06	Promedio	1.55E+06	Promedio	6.83E+05
Amplitud	2.45E+06	Amplitud	1.85E+06	Amplitud	1.28E+06	Amplitud	7.56E+05
σ	7.44E+05	σ	5.61E+05	σ	3.90E+05	σ	2.30E+05

Tabla B.14 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H_2O). Parámetro fijo: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base H = 7000 m		H= 6000 m		H= 5000 m		H=4000 m		H= 3000 m	
%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3	2.30E+06	3	2.47E+06	3	2.69E+06	3	2.96E+06	3	3.33E+06
3.1	2.42E+06	3.1	2.60E+06	3.1	2.82E+06	3.1	3.09E+06	3.1	3.48E+06
3.2	2.54E+06	3.2	2.72E+06	3.2	2.94E+06	3.2	3.23E+06	3.2	3.62E+06
3.3	2.66E+06	3.3	2.85E+06	3.3	3.07E+06	3.3	3.36E+06	3.3	3.77E+06
3.4	2.78E+06	3.4	2.97E+06	3.4	3.20E+06	3.4	3.50E+06	3.4	3.91E+06
3.5	2.90E+06	3.5	3.10E+06	3.5	3.33E+06	3.5	3.63E+06	3.5	4.06E+06
3.6	3.02E+06	3.6	3.22E+06	3.6	3.46E+06	3.6	3.77E+06	3.6	4.20E+06
3.7	3.15E+06	3.7	3.35E+06	3.7	3.59E+06	3.7	3.90E+06	3.7	4.35E+06
3.8	3.27E+06	3.8	3.47E+06	3.8	3.72E+06	3.8	4.04E+06	3.8	4.49E+06
3.9	3.39E+06	3.9	3.60E+06	3.9	3.85E+06	3.9	4.17E+06	3.9	4.63E+06
4	3.52E+06	4	3.73E+06	4	3.98E+06	4	4.30E+06	4	4.79E+06
4.1	3.64E+06	4.1	3.85E+06	4.1	4.11E+06	4.1	4.44E+06	4.1	5.02E+06
4.2	3.76E+06	4.2	3.98E+06	4.2	4.24E+06	4.2	4.57E+06	4.2	5.24E+06
4.3	3.89E+06	4.3	4.10E+06	4.3	4.37E+06	4.3	4.70E+06	4.3	5.47E+06
4.4	4.01E+06	4.4	4.23E+06	4.4	4.49E+06	4.4	4.84E+06	4.4	5.70E+06
4.5	4.13E+06	4.5	4.35E+06	4.5	4.62E+06	4.5	4.99E+06	4.5	5.92E+06
4.6	4.26E+06	4.6	4.48E+06	4.6	4.75E+06	4.6	5.19E+06	4.6	6.15E+06
4.7	4.38E+06	4.7	4.61E+06	4.7	4.88E+06	4.7	5.39E+06	4.7	6.38E+06
4.8	4.50E+06	4.8	4.73E+06	4.8	5.01E+06	4.8	5.60E+06	4.8	6.61E+06
4.9	4.63E+06	4.9	4.85E+06	4.9	5.13E+06	4.9	5.80E+06	4.9	6.84E+06
5	4.75E+06	5	4.98E+06	5	5.31E+06	5	6.00E+06	5	7.07E+06
Promedio	3.52E+06	Promedio	3.73E+06	Promedio	3.98E+06	Promedio	4.36E+06	Promedio	5.00E+06
Amplitud	2.45E+06	Amplitud	2.51E+06	Amplitud	2.63E+06	Amplitud	3.04E+06	Amplitud	3.73E+06
σ	7.44E+05	σ	7.60E+05	σ	7.84E+05	σ	8.91E+05	σ	1.14E+06

Tabla B.15 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H_2O). Parámetro fijo: Radio del conducto volcánico (r). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base $r = 5$ m		$r = 8$ m		$r = 11$ m		$r = 14$ m		$r = 17$ m		$r = 20$ m	
% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3	2.30E+06	3	1.02E+07	3	2.86E+07	3	6.06E+07	3	1.11E+08	3	1.94E+08
3.1	2.42E+06	3.1	1.08E+07	3.1	2.99E+07	3.1	6.31E+07	3.1	1.16E+08	3.1	2.01E+08
3.2	2.54E+06	3.2	1.13E+07	3.2	3.12E+07	3.2	6.57E+07	3.2	1.20E+08	3.2	2.09E+08
3.3	2.66E+06	3.3	1.18E+07	3.3	3.25E+07	3.3	6.82E+07	3.3	1.25E+08	3.3	2.17E+08
3.4	2.78E+06	3.4	1.23E+07	3.4	3.38E+07	3.4	7.08E+07	3.4	1.29E+08	3.4	2.26E+08
3.5	2.90E+06	3.5	1.29E+07	3.5	3.51E+07	3.5	7.34E+07	3.5	1.34E+08	3.5	2.34E+08
3.6	3.02E+06	3.6	1.34E+07	3.6	3.64E+07	3.6	7.59E+07	3.6	1.38E+08	3.6	2.42E+08
3.7	3.15E+06	3.7	1.40E+07	3.7	3.78E+07	3.7	7.85E+07	3.7	1.42E+08	3.7	2.51E+08
3.8	3.27E+06	3.8	1.45E+07	3.8	3.91E+07	3.8	8.11E+07	3.8	1.47E+08	3.8	2.60E+08
3.9	3.39E+06	3.9	1.50E+07	3.9	4.04E+07	3.9	8.36E+07	3.9	1.51E+08	3.9	2.69E+08
4	3.52E+06	4	1.56E+07	4	4.17E+07	4	8.62E+07	4	1.56E+08	4	2.78E+08
4.1	3.64E+06	4.1	1.61E+07	4.1	4.30E+07	4.1	8.88E+07	4.1	1.60E+08	4.1	2.88E+08
4.2	3.76E+06	4.2	1.67E+07	4.2	4.43E+07	4.2	9.14E+07	4.2	1.65E+08	4.2	2.98E+08
4.3	3.89E+06	4.3	1.72E+07	4.3	4.56E+07	4.3	9.40E+07	4.3	1.69E+08	4.3	3.07E+08
4.4	4.01E+06	4.4	1.77E+07	4.4	4.69E+07	4.4	9.66E+07	4.4	1.74E+08	4.4	3.16E+08
4.5	4.13E+06	4.5	1.83E+07	4.5	4.83E+07	4.5	9.92E+07	4.5	1.78E+08	4.5	3.16E+08
4.6	4.26E+06	4.6	1.88E+07	4.6	4.96E+07	4.6	1.02E+08	4.6	1.83E+08	4.6	3.16E+08
4.7	4.38E+06	4.7	1.94E+07	4.7	5.09E+07	4.7	1.04E+08	4.7	1.88E+08	4.7	3.16E+08
4.8	4.50E+06	4.8	1.99E+07	4.8	5.22E+07	4.8	1.07E+08	4.8	1.93E+08	4.8	3.16E+08
4.9	4.63E+06	4.9	2.04E+07	4.9	5.35E+07	4.9	1.10E+08	4.9	1.98E+08	4.9	3.16E+08
5	4.75E+06	5	2.10E+07	5	5.48E+07	5	1.12E+08	5	2.03E+08	5	3.16E+08
Promedio	3.52E+06	Promedio	1.56E+07	Promedio	4.17E+07	Promedio	8.63E+07	Promedio	1.56E+08	Promedio	2.71E+08
Amplitud	2.45E+06	Amplitud	1.07E+07	Amplitud	2.62E+07	Amplitud	5.16E+07	Amplitud	9.19E+07	Amplitud	1.23E+08
σ	7.44E+05	σ	3.26E+06	σ	7.94E+06	σ	1.56E+07	σ	2.75E+07	σ	4.31E+07

Tabla B.16 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Contenido de agua inicial disuelta (H_2O). Parámetro fijo: Temperatura del magma (T). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

T= 1000°C		T= 1050°C		Caso Base T = 1077 °C		T= 1100°C		T= 1150°C	
%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3	9.93E+05	3	1.76E+06	3	2.30E+06	3	2.83E+06	3	4.39E+06
3.1	1.06E+06	3.1	1.86E+06	3.1	2.42E+06	3.1	2.97E+06	3.1	4.59E+06
3.2	1.13E+06	3.2	1.96E+06	3.2	2.54E+06	3.2	3.11E+06	3.2	4.80E+06
3.3	1.20E+06	3.3	2.06E+06	3.3	2.66E+06	3.3	3.25E+06	3.3	5.01E+06
3.4	1.27E+06	3.4	2.17E+06	3.4	2.78E+06	3.4	3.39E+06	3.4	5.22E+06
3.5	1.34E+06	3.5	2.27E+06	3.5	2.90E+06	3.5	3.53E+06	3.5	5.43E+06
3.6	1.41E+06	3.6	2.37E+06	3.6	3.02E+06	3.6	3.67E+06	3.6	5.64E+06
3.7	1.48E+06	3.7	2.47E+06	3.7	3.15E+06	3.7	3.82E+06	3.7	5.85E+06
3.8	1.55E+06	3.8	2.57E+06	3.8	3.27E+06	3.8	3.96E+06	3.8	6.06E+06
3.9	1.62E+06	3.9	2.68E+06	3.9	3.39E+06	3.9	4.11E+06	3.9	6.27E+06
4	1.70E+06	4	2.78E+06	4	3.52E+06	4	4.25E+06	4	6.48E+06
4.1	1.77E+06	4.1	2.88E+06	4.1	3.64E+06	4.1	4.40E+06	4.1	6.69E+06
4.2	1.84E+06	4.2	2.99E+06	4.2	3.76E+06	4.2	4.55E+06	4.2	6.90E+06
4.3	1.92E+06	4.3	3.09E+06	4.3	3.89E+06	4.3	4.70E+06	4.3	7.11E+06
4.4	1.99E+06	4.4	3.19E+06	4.4	4.01E+06	4.4	4.85E+06	4.4	7.32E+06
4.5	2.06E+06	4.5	3.29E+06	4.5	4.13E+06	4.5	5.00E+06	4.5	7.53E+06
4.6	2.14E+06	4.6	3.39E+06	4.6	4.26E+06	4.6	5.15E+06	4.6	7.74E+06
4.7	2.21E+06	4.7	3.50E+06	4.7	4.38E+06	4.7	5.30E+06	4.7	7.94E+06
4.8	2.28E+06	4.8	3.60E+06	4.8	4.50E+06	4.8	5.45E+06	4.8	8.15E+06
4.9	2.35E+06	4.9	3.70E+06	4.9	4.63E+06	4.9	5.60E+06	4.9	8.36E+06
5	2.42E+06	5	3.80E+06	5	4.75E+06	5	5.76E+06	5	8.57E+06
Promedio	1.70E+06	Promedio	2.78E+06	Promedio	3.52E+06	Promedio	4.27E+06	Promedio	6.48E+06
Amplitud	1.43E+06	Amplitud	2.04E+06	Amplitud	2.45E+06	Amplitud	2.93E+06	Amplitud	4.18E+06
σ	4.36E+05	σ	6.19E+05	σ	7.44E+05	σ	8.88E+05	σ	1.27E+06

Profundidad del techo de la cámara magmática

Tabla B.17 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Contenido de cristales (Xi). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Xi= 20%		Xi= 24%		Xi= 28%	
Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	8,06,E+06	7000	7,00,E+06	7000	5,95,E+06
6800	8,16,E+06	6800	7,09,E+06	6800	6,02,E+06
6600	8,27,E+06	6600	7,18,E+06	6600	6,10,E+06
6400	8,38,E+06	6400	7,27,E+06	6400	6,19,E+06
6200	8,49,E+06	6200	7,37,E+06	6200	6,28,E+06
6000	8,62,E+06	6000	7,48,E+06	6000	6,37,E+06
5800	8,74,E+06	5800	7,59,E+06	5800	6,46,E+06
5600	8,88,E+06	5600	7,70,E+06	5600	6,56,E+06
5400	9,02,E+06	5400	7,82,E+06	5400	6,67,E+06
5200	9,18,E+06	5200	7,95,E+06	5200	6,78,E+06
5000	9,34,E+06	5000	8,09,E+06	5000	6,89,E+06
4800	9,51,E+06	4800	8,23,E+06	4800	7,02,E+06
4600	9,70,E+06	4600	8,38,E+06	4600	7,14,E+06
4400	9,89,E+06	4400	8,55,E+06	4400	7,28,E+06
4200	1,01,E+07	4200	8,72,E+06	4200	7,43,E+06
4000	1,03,E+07	4000	8,91,E+06	4000	7,58,E+06
3800	1,06,E+07	3800	9,11,E+06	3800	7,75,E+06
3600	1,08,E+07	3600	9,33,E+06	3600	7,93,E+06
3400	1,11,E+07	3400	9,57,E+06	3400	8,13,E+06
3200	1,15,E+07	3200	9,83,E+06	3200	8,34,E+06
3000	1,20,E+07	3000	1,01,E+07	3000	8,57,E+06
Promedio	9,56E+06	Promedio	8,25E+06	Promedio	7,02E+06
Amplitud	3,90E+06	Amplitud	3,12E+06	Amplitud	2,62E+06
σ	1,13E+06	σ	9,21E+05	σ	7,76E+05

Continuación tabla B.17 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Contenido de cristales (Xi). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base

Xi= 32%		Xi=36%		Xi= 40%	
Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	4,88,E+06	7000	3,83,E+06	7000	2,94,E+06
6800	4,95,E+06	6800	3,88,E+06	6800	2,98,E+06
6600	5,02,E+06	6600	3,93,E+06	6600	3,02,E+06
6400	5,09,E+06	6400	3,99,E+06	6400	3,06,E+06
6200	5,17,E+06	6200	4,05,E+06	6200	3,10,E+06
6000	5,25,E+06	6000	4,12,E+06	6000	3,15,E+06
5800	5,33,E+06	5800	4,19,E+06	5800	3,19,E+06
5600	5,42,E+06	5600	4,26,E+06	5600	3,24,E+06
5400	5,51,E+06	5400	4,33,E+06	5400	3,29,E+06
5200	5,61,E+06	5200	4,41,E+06	5200	3,34,E+06
5000	5,71,E+06	5000	4,50,E+06	5000	3,40,E+06
4800	5,81,E+06	4800	4,59,E+06	4800	3,46,E+06
4600	5,92,E+06	4600	4,68,E+06	4600	3,52,E+06
4400	6,04,E+06	4400	4,78,E+06	4400	3,59,E+06
4200	6,17,E+06	4200	4,89,E+06	4200	3,66,E+06
4000	6,30,E+06	4000	5,01,E+06	4000	3,74,E+06
3800	6,44,E+06	3800	5,13,E+06	3800	3,83,E+06
3600	6,59,E+06	3600	5,26,E+06	3600	3,93,E+06
3400	6,76,E+06	3400	5,40,E+06	3400	4,03,E+06
3200	6,93,E+06	3200	5,54,E+06	3200	4,15,E+06
3000	7,12,E+06	3000	5,71,E+06	3000	4,28,E+06
			0		
Promedio	5,81E+06	Promedio	4,59E+06	Promedio	3,47E+06
Amplitud	2,25E+06	Amplitud	1,88E+06	Amplitud	1,33E+06
σ	6,67E+05	σ	5,61E+05	σ	3,90E+05

Continuación tabla B.17 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Contenido de cristales (Xi). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base

Caso Base Xi = 42%		Xi= 46%		Xi= 50%		Xi= 54%	
Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	2.54E+06	7000	1.76E+06	7000	1.04E+06	7000	3.84E+05
6800	2.57E+06	6800	1.78E+06	6800	1.06E+06	6800	3.95E+05
6600	2.61E+06	6600	1.81E+06	6600	1.08E+06	6600	4.06E+05
6400	2.64E+06	6400	1.84E+06	6400	1.10E+06	6400	4.17E+05
6200	2.68E+06	6200	1.87E+06	6200	1.12E+06	6200	4.29E+05
6000	2.72E+06	6000	1.90E+06	6000	1.15E+06	6000	4.42E+05
5800	2.76E+06	5800	1.93E+06	5800	1.17E+06	5800	4.55E+05
5600	2.80E+06	5600	1.97E+06	5600	1.19E+06	5600	4.70E+05
5400	2.85E+06	5400	2.00E+06	5400	1.22E+06	5400	4.85E+05
5200	2.90E+06	5200	2.04E+06	5200	1.25E+06	5200	5.01E+05
5000	2.94E+06	5000	2.08E+06	5000	1.28E+06	5000	5.19E+05
4800	3.00E+06	4800	2.12E+06	4800	1.31E+06	4800	5.37E+05
4600	3.05E+06	4600	2.17E+06	4600	1.34E+06	4600	5.57E+05
4400	3.11E+06	4400	2.21E+06	4400	1.38E+06	4400	5.79E+05
4200	3.17E+06	4200	2.26E+06	4200	1.41E+06	4200	6.02E+05
4000	3.23E+06	4000	2.31E+06	4000	1.45E+06	4000	6.27E+05
3800	3.30E+06	3800	2.36E+06	3800	1.49E+06	3800	6.54E+05
3600	3.37E+06	3600	2.42E+06	3600	1.54E+06	3600	6.83E+05
3400	3.44E+06	3400	2.48E+06	3400	1.58E+06	3400	7.15E+05
3200	3.53E+06	3200	2.55E+06	3200	1.63E+06	3200	7.50E+05
3000	3.62E+06	3000	2.61E+06	3000	1.69E+06	3000	7.89E+05
Promedio	2.99E+06	Promedio	2.12E+06	Promedio	1.31E+06	Promedio	5.43E+05
Amplitud	1.09E+06	Amplitud	8.56E+05	Amplitud	6.49E+05	Amplitud	4.05E+05
σ	3.22E+05	σ	2.56E+05	σ	1.93E+05	σ	1.20E+05

Tabla B.18 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Radio del conducto volcánico (r). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base r = 5 m		r = 8 m		r = 11 m		r = 14 m		r = 17 m		r = 20 m	
Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	2.54E+06	7000	1.13E+07	7000	3.12E+07	7000	6.57E+07	7000	1.20E+08	7000	2.09E+08
6800	2.57E+06	6800	1.14E+07	6800	3.16E+07	6800	6.65E+07	6800	1.22E+08	6800	2.14E+08
6600	2.61E+06	6600	1.16E+07	6600	3.20E+07	6600	6.74E+07	6600	1.23E+08	6600	2.19E+08
6400	2.64E+06	6400	1.18E+07	6400	3.24E+07	6400	6.83E+07	6400	1.25E+08	6400	2.24E+08
6200	2.68E+06	6200	1.20E+07	6200	3.29E+07	6200	6.93E+07	6200	1.27E+08	6200	2.30E+08
6000	2.72E+06	6000	1.22E+07	6000	3.34E+07	6000	7.03E+07	6000	1.29E+08	6000	2.36E+08
5800	2.76E+06	5800	1.24E+07	5800	3.39E+07	5800	7.13E+07	5800	1.32E+08	5800	2.42E+08
5600	2.80E+06	5600	1.26E+07	5600	3.44E+07	5600	7.25E+07	5600	1.34E+08	5600	2.49E+08
5400	2.85E+06	5400	1.28E+07	5400	3.49E+07	5400	7.36E+07	5400	1.37E+08	5400	2.56E+08
5200	2.90E+06	5200	1.30E+07	5200	3.55E+07	5200	7.49E+07	5200	1.40E+08	5200	2.64E+08
5000	2.94E+06	5000	1.33E+07	5000	3.61E+07	5000	7.62E+07	5000	1.44E+08	5000	2.72E+08
4800	3.00E+06	4800	1.35E+07	4800	3.67E+07	4800	7.77E+07	4800	1.49E+08	4800	2.81E+08
4600	3.05E+06	4600	1.38E+07	4600	3.74E+07	4600	7.92E+07	4600	1.53E+08	4600	2.91E+08
4400	3.11E+06	4400	1.41E+07	4400	3.81E+07	4400	8.08E+07	4400	1.58E+08	4400	3.01E+08
4200	3.17E+06	4200	1.44E+07	4200	3.89E+07	4200	8.25E+07	4200	1.64E+08	4200	3.13E+08
4000	3.23E+06	4000	1.47E+07	4000	3.97E+07	4000	8.44E+07	4000	1.71E+08	4000	3.18E+08
3800	3.30E+06	3800	1.50E+07	3800	4.06E+07	3800	8.65E+07	3800	1.78E+08	3800	3.18E+08
3600	3.37E+06	3600	1.54E+07	3600	4.15E+07	3600	8.89E+07	3600	1.85E+08	3600	3.18E+08
3400	3.44E+06	3400	1.58E+07	3400	4.26E+07	3400	9.17E+07	3400	1.94E+08	3400	3.18E+08
3200	3.53E+06	3200	1.62E+07	3200	4.37E+07	3200	9.52E+07	3200	2.03E+08	3200	3.19E+08
3000	3.62E+06	3000	1.66E+07	3000	4.49E+07	3000	9.94E+07	3000	2.13E+08	3000	3.19E+08
Promedio	2.99E+06	Promedio	1.35E+07	Promedio	3.68E+07	Promedio	7.82E+07	Promedio	1.53E+08	Promedio	2.72E+08
Amplitud	1.09E+06	Amplitud	5.36E+06	Amplitud	1.37E+07	Amplitud	3.38E+07	Amplitud	9.33E+07	Amplitud	1.10E+08
σ	3.22E+05	σ	1.60E+06	σ	4.06E+06	σ	9.60E+06	σ	2.77E+07	σ	3.98E+07

Tabla B.19 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Temperatura del magma (T). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

T= 1000°C		T= 1050°C		Caso Base T= 1077 °C		T= 1100°C		T= 1150°C	
Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	1.13E+06	7000	1.96E+06	7000	2.54E+06	7000	3.11E+06	7000	4.80E+06
6800	1.15E+06	6800	1.99E+06	6800	2.57E+06	6800	3.14E+06	6800	4.86E+06
6600	1.17E+06	6600	2.02E+06	6600	2.61E+06	6600	3.19E+06	6600	4.93E+06
6400	1.19E+06	6400	2.05E+06	6400	2.64E+06	6400	3.23E+06	6400	5.00E+06
6200	1.21E+06	6200	2.09E+06	6200	2.68E+06	6200	3.27E+06	6200	5.07E+06
6000	1.24E+06	6000	2.12E+06	6000	2.72E+06	6000	3.32E+06	6000	5.15E+06
5800	1.26E+06	5800	2.15E+06	5800	2.76E+06	5800	3.37E+06	5800	5.23E+06
5600	1.29E+06	5600	2.19E+06	5600	2.80E+06	5600	3.42E+06	5600	5.31E+06
5400	1.31E+06	5400	2.23E+06	5400	2.85E+06	5400	3.47E+06	5400	5.40E+06
5200	1.34E+06	5200	2.27E+06	5200	2.90E+06	5200	3.53E+06	5200	5.49E+06
5000	1.37E+06	5000	2.31E+06	5000	2.94E+06	5000	3.59E+06	5000	5.59E+06
4800	1.40E+06	4800	2.35E+06	4800	3.00E+06	4800	3.65E+06	4800	5.69E+06
4600	1.44E+06	4600	2.40E+06	4600	3.05E+06	4600	3.72E+06	4600	5.80E+06
4400	1.47E+06	4400	2.44E+06	4400	3.11E+06	4400	3.80E+06	4400	5.91E+06
4200	1.51E+06	4200	2.49E+06	4200	3.17E+06	4200	3.88E+06	4200	6.03E+06
4000	1.55E+06	4000	2.55E+06	4000	3.23E+06	4000	3.96E+06	4000	6.16E+06
3800	1.59E+06	3800	2.60E+06	3800	3.30E+06	3800	4.06E+06	3800	6.29E+06
3600	1.63E+06	3600	2.66E+06	3600	3.37E+06	3600	4.16E+06	3600	6.44E+06
3400	1.68E+06	3400	2.73E+06	3400	3.44E+06	3400	4.28E+06	3400	6.59E+06
3200	1.73E+06	3200	2.79E+06	3200	3.53E+06	3200	4.40E+06	3200	6.76E+06
3000	1.78E+06	3000	2.87E+06	3000	3.62E+06	3000	4.54E+06	3000	6.94E+06
Promedio	1.40E+06	Promedio	2.35E+06	Promedio	2.99E+06	Promedio	3.67E+06	Promedio	5.69E+06
Amplitud	6.56E+05	Amplitud	9.07E+05	Amplitud	1.09E+06	Amplitud	1.43E+06	Amplitud	2.15E+06
σ	1.96E+05	σ	2.70E+05	σ	3.22E+05	σ	4.22E+05	σ	6.38E+05

Tabla B.20 Resultados de modelización para la tasa eruptiva. Parámetro a estudiar: Profundidad del techo de la cámara magmática (H). Parámetro fijo: Contenido de agua inicial disuelta (H₂O). El resto de los parámetros corresponde a valores del Caso Base.

Caso Base (H ₂ O = 3.2%)		H ₂ O = 3.6 %		H ₂ O = 4 %		H ₂ O = 4.5 %		H ₂ O = 5 %	
Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Profundidad (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	2.54E+06	7000	3.02E+06	7000	3.52E+06	7000	4.13E+06	7000	4.75E+06
6800	2.57E+06	6800	3.06E+06	6800	3.56E+06	6800	4.17E+06	6800	4.79E+06
6600	2.61E+06	6600	3.10E+06	6600	3.60E+06	6600	4.22E+06	6600	4.84E+06
6400	2.64E+06	6400	3.14E+06	6400	3.64E+06	6400	4.26E+06	6400	4.88E+06
6200	2.68E+06	6200	3.18E+06	6200	3.68E+06	6200	4.31E+06	6200	4.93E+06
6000	2.72E+06	6000	3.22E+06	6000	3.73E+06	6000	4.35E+06	6000	4.98E+06
5800	2.76E+06	5800	3.27E+06	5800	3.77E+06	5800	4.40E+06	5800	5.03E+06
5600	2.80E+06	5600	3.31E+06	5600	3.82E+06	5600	4.46E+06	5600	5.08E+06
5400	2.85E+06	5400	3.36E+06	5400	3.87E+06	5400	4.51E+06	5400	5.14E+06
5200	2.90E+06	5200	3.41E+06	5200	3.93E+06	5200	4.56E+06	5200	5.20E+06
5000	2.94E+06	5000	3.46E+06	5000	3.98E+06	5000	4.62E+06	5000	5.31E+06
4800	3.00E+06	4800	3.52E+06	4800	4.04E+06	4800	4.68E+06	4800	5.43E+06
4600	3.05E+06	4600	3.57E+06	4600	4.10E+06	4600	4.75E+06	4600	5.56E+06
4400	3.11E+06	4400	3.64E+06	4400	4.16E+06	4400	4.82E+06	4400	5.69E+06
4200	3.17E+06	4200	3.70E+06	4200	4.23E+06	4200	4.89E+06	4200	5.84E+06
4000	3.23E+06	4000	3.77E+06	4000	4.30E+06	4000	4.99E+06	4000	6.00E+06
3800	3.30E+06	3800	3.84E+06	3800	4.38E+06	3800	5.14E+06	3800	6.18E+06
3600	3.37E+06	3600	3.92E+06	3600	4.47E+06	3600	5.31E+06	3600	6.37E+06
3400	3.44E+06	3400	4.00E+06	3400	4.56E+06	3400	5.49E+06	3400	6.58E+06
3200	3.53E+06	3200	4.10E+06	3200	4.66E+06	3200	5.70E+06	3200	6.81E+06
3000	3.62E+06	3000	4.20E+06	3000	4.79E+06	3000	5.92E+06	3000	7.07E+06
Promedio	2.99E+06	Promedio	3.51E+06	Promedio	4.04E+06	Promedio	4.75E+06	Promedio	5.55E+06
Amplitud	1.09E+06	Amplitud	1.18E+06	Amplitud	1.28E+06	Amplitud	1.79E+06	Amplitud	2.32E+06
σ	3.22E+05	σ	3.47E+05	σ	3.72E+05	σ	5.02E+05	σ	6.92E+05

Anexo C. Resultados de variación normalizada del análisis de sensibilidad

Contenido inicial de cristales

Tabla C.1 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de cristales de un 10 vol.%, para los resultados obtenidos en la tabla B.1. Parámetro a estudiar: contenido de cristales (X_i). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H).

Caso Base (H = 7000 m) Norm. a $X_i=10\%$		H = 6000 m Norm. a $X_i=10\%$		H = 5000 m Norm. a $X_i=10\%$		H = 4000 m Norm. a $X_i=10\%$		H = 3000 m Norm. a $X_i=10\%$	
% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)
0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00
0.11	0.97	0.11	0.96	0.11	0.95	0.11	0.95	0.11	0.97
0.12	0.94	0.12	0.93	0.12	0.91	0.12	0.91	0.12	0.92
0.13	0.92	0.13	0.90	0.13	0.87	0.13	0.86	0.13	0.88
0.14	0.89	0.14	0.88	0.14	0.84	0.14	0.82	0.14	0.83
0.15	0.86	0.15	0.85	0.15	0.81	0.15	0.78	0.15	0.79
0.16	0.84	0.16	0.82	0.16	0.79	0.16	0.74	0.16	0.75
0.17	0.81	0.17	0.80	0.17	0.76	0.17	0.71	0.17	0.71
0.18	0.78	0.18	0.77	0.18	0.74	0.18	0.68	0.18	0.67
0.19	0.76	0.19	0.75	0.19	0.71	0.19	0.66	0.19	0.63
0.20	0.74	0.20	0.72	0.20	0.69	0.20	0.64	0.20	0.60
0.21	0.71	0.21	0.70	0.21	0.66	0.21	0.62	0.21	0.57
0.22	0.69	0.22	0.67	0.22	0.64	0.22	0.59	0.22	0.55
0.23	0.66	0.23	0.65	0.23	0.62	0.23	0.57	0.23	0.53
0.24	0.64	0.24	0.63	0.24	0.60	0.24	0.55	0.24	0.51
0.25	0.61	0.25	0.60	0.25	0.57	0.25	0.53	0.25	0.49
0.26	0.59	0.26	0.58	0.26	0.55	0.26	0.51	0.26	0.47
0.27	0.57	0.27	0.56	0.27	0.53	0.27	0.49	0.27	0.45
0.28	0.54	0.28	0.53	0.28	0.51	0.28	0.47	0.28	0.43
0.29	0.52	0.29	0.51	0.29	0.49	0.29	0.45	0.29	0.41
0.30	0.49	0.30	0.49	0.30	0.46	0.30	0.43	0.30	0.39
0.31	0.47	0.31	0.46	0.31	0.44	0.31	0.41	0.31	0.38
0.32	0.45	0.32	0.44	0.32	0.42	0.32	0.39	0.32	0.36
0.33	0.42	0.33	0.42	0.33	0.40	0.33	0.37	0.33	0.34
0.34	0.40	0.34	0.39	0.34	0.38	0.34	0.35	0.34	0.32
0.35	0.37	0.35	0.37	0.35	0.35	0.35	0.33	0.35	0.30
0.36	0.35	0.36	0.35	0.36	0.33	0.36	0.31	0.36	0.29
0.37	0.33	0.37	0.32	0.37	0.31	0.37	0.29	0.37	0.27
0.38	0.31	0.38	0.30	0.38	0.29	0.38	0.27	0.38	0.25
0.39	0.29	0.39	0.28	0.39	0.27	0.39	0.25	0.39	0.23
0.40	0.27	0.40	0.26	0.40	0.25	0.40	0.23	0.40	0.21
0.41	0.25	0.41	0.25	0.41	0.23	0.41	0.21	0.41	0.20
0.42	0.23	0.42	0.23	0.42	0.22	0.42	0.20	0.42	0.18
0.43	0.21	0.43	0.21	0.43	0.20	0.43	0.18	0.43	0.17
0.44	0.20	0.44	0.19	0.44	0.18	0.44	0.17	0.44	0.16
0.45	0.18	0.45	0.18	0.45	0.17	0.45	0.16	0.45	0.14
0.46	0.16	0.46	0.16	0.46	0.15	0.46	0.14	0.46	0.13
0.47	0.14	0.47	0.14	0.47	0.14	0.47	0.13	0.47	0.12
0.48	0.13	0.48	0.13	0.48	0.12	0.48	0.12	0.48	0.11
0.49	0.11	0.49	0.11	0.49	0.11	0.49	0.10	0.49	0.10
0.50	0.09	0.50	0.10	0.50	0.09	0.50	0.09	0.50	0.08
Promedio	0.51	Promedio	0.50	Promedio	0.48	Promedio	0.45	Promedio	0.44
Amplitud	-0.91	Amplitud	-0.90	Amplitud	-0.91	Amplitud	-0.91	Amplitud	-0.92
σ	0.27	σ	0.27	σ	0.26	σ	0.25	σ	0.26

Tabla C.2 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de cristales de un 10 vol.%, para los resultados obtenidos en la tabla B.2. Parámetro a estudiar: contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: radio del conducto volcánico (r).

Caso Base (r = 5 m) Norm. a Xi=10%		r = 8 m Norm. a Xi=10%		r = 11 m Norm. a Xi=10%		r = 14 m Norm. a Xi=10%		r = 17 m Norm. a Xi=10%		r = 20 m Norm. a Xi=10%	
% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)
0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00
0.11	0.97	0.11	1.00	0.11	1.00	0.11	1.00	0.11	1.00	0.11	1.00
0.12	0.94	0.12	1.00	0.12	1.00	0.12	1.00	0.12	1.00	0.12	1.00
0.13	0.92	0.13	1.00	0.13	1.00	0.13	1.00	0.13	1.00	0.13	1.00
0.14	0.89	0.14	1.00	0.14	1.00	0.14	1.00	0.14	1.00	0.14	1.00
0.15	0.86	0.15	1.00	0.15	1.00	0.15	1.00	0.15	1.00	0.15	1.00
0.16	0.84	0.16	0.97	0.16	1.00	0.16	1.00	0.16	1.00	0.16	1.00
0.17	0.81	0.17	0.92	0.17	1.00	0.17	1.00	0.17	1.00	0.17	1.00
0.18	0.78	0.18	0.86	0.18	1.00	0.18	1.00	0.18	1.00	0.18	1.00
0.19	0.76	0.19	0.82	0.19	1.00	0.19	1.00	0.19	1.00	0.19	1.00
0.20	0.74	0.20	0.77	0.20	1.00	0.20	1.00	0.20	1.00	0.20	1.00
0.21	0.71	0.21	0.72	0.21	1.00	0.21	1.00	0.21	1.00	0.21	1.00
0.22	0.69	0.22	0.68	0.22	1.00	0.22	1.00	0.22	1.00	0.22	1.00
0.23	0.66	0.23	0.64	0.23	1.00	0.23	1.00	0.23	1.00	0.23	1.00
0.24	0.64	0.24	0.60	0.24	1.00	0.24	1.00	0.24	1.00	0.24	1.00
0.25	0.61	0.25	0.58	0.25	1.00	0.25	1.00	0.25	1.00	0.25	1.00
0.26	0.59	0.26	0.55	0.26	0.96	0.26	1.00	0.26	1.00	0.26	1.00
0.27	0.57	0.27	0.53	0.27	0.90	0.27	1.00	0.27	1.00	0.27	1.00
0.28	0.54	0.28	0.50	0.28	0.83	0.28	1.00	0.28	1.00	0.28	1.00
0.29	0.52	0.29	0.48	0.29	0.77	0.29	1.00	0.29	1.00	0.29	1.00
0.30	0.49	0.30	0.46	0.30	0.71	0.30	1.00	0.30	1.00	0.30	1.00
0.31	0.47	0.31	0.44	0.31	0.66	0.31	1.00	0.31	1.00	0.31	1.00
0.32	0.45	0.32	0.42	0.32	0.61	0.32	0.96	0.32	1.00	0.32	1.00
0.33	0.42	0.33	0.40	0.33	0.57	0.33	0.88	0.33	1.00	0.33	1.00
0.34	0.40	0.34	0.38	0.34	0.54	0.34	0.80	0.34	1.00	0.34	1.00
0.35	0.37	0.35	0.36	0.35	0.51	0.35	0.73	0.35	1.00	0.35	1.00
0.36	0.35	0.36	0.34	0.36	0.48	0.36	0.66	0.36	0.97	0.36	1.00
0.37	0.33	0.37	0.32	0.37	0.45	0.37	0.61	0.37	0.87	0.37	1.00
0.38	0.31	0.38	0.30	0.38	0.43	0.38	0.56	0.38	0.78	0.38	1.00
0.39	0.29	0.39	0.28	0.39	0.40	0.39	0.53	0.39	0.70	0.39	0.96
0.40	0.27	0.40	0.26	0.40	0.38	0.40	0.49	0.40	0.63	0.40	0.85
0.41	0.25	0.41	0.24	0.41	0.35	0.41	0.46	0.41	0.57	0.41	0.75
0.42	0.23	0.42	0.22	0.42	0.33	0.42	0.42	0.42	0.53	0.42	0.66
0.43	0.21	0.43	0.20	0.43	0.30	0.43	0.39	0.43	0.49	0.43	0.59
0.44	0.20	0.44	0.19	0.44	0.28	0.44	0.36	0.44	0.45	0.44	0.54
0.45	0.18	0.45	0.17	0.45	0.25	0.45	0.33	0.45	0.41	0.45	0.49
0.46	0.16	0.46	0.15	0.46	0.22	0.46	0.30	0.46	0.37	0.46	0.44
0.47	0.14	0.47	0.14	0.47	0.20	0.47	0.27	0.47	0.34	0.47	0.40
0.48	0.13	0.48	0.12	0.48	0.18	0.48	0.24	0.48	0.30	0.48	0.36
0.49	0.11	0.49	0.11	0.49	0.16	0.49	0.21	0.49	0.26	0.49	0.32
0.50	0.09	0.50	0.09	0.50	0.14	0.50	0.18	0.50	0.23	0.50	0.28
Promedio	0.51	Promedio	0.52	Promedio	0.67	Promedio	0.77	Promedio	0.83	Promedio	8.69E-01
Amplitud	-0.91	Amplitud	-0.91	Amplitud	-0.86	Amplitud	-0.82	Amplitud	-0.77	Amplitud	-7.21E-01
σ	0.27	σ	0.30	σ	0.32	σ	0.30	σ	0.26	σ	2.32E-01

Tabla C.3 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de cristales de un 10 vol.%, para los resultados obtenidos en la tabla B.3. Parámetro a estudiar: contenido de cristales (X_i). Parámetro fijo: temperatura del magma (T).

T = 1000 °C Norm. a $X_i=10\%$		T = 1050 °C Norm. a $X_i=10\%$		Caso Base (T = 1077 °C) Norm. a $X_i=10\%$		T = 1100 °C Norm. a $X_i=10\%$		T = 1150 °C Norm. a $X_i=10\%$	
% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)
0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00
0.11	0.97	0.11	0.97	0.11	0.97	0.11	0.95	0.11	1.00
0.12	0.94	0.12	0.95	0.12	0.94	0.12	0.91	0.12	1.00
0.13	0.91	0.13	0.92	0.13	0.92	0.13	0.87	0.13	1.00
0.14	0.88	0.14	0.89	0.14	0.89	0.14	0.83	0.14	1.00
0.15	0.85	0.15	0.87	0.15	0.86	0.15	0.79	0.15	1.00
0.16	0.82	0.16	0.84	0.16	0.84	0.16	0.76	0.16	1.00
0.17	0.79	0.17	0.82	0.17	0.81	0.17	0.74	0.17	1.00
0.18	0.76	0.18	0.79	0.18	0.78	0.18	0.71	0.18	1.00
0.19	0.73	0.19	0.77	0.19	0.76	0.19	0.69	0.19	0.94
0.20	0.70	0.20	0.74	0.20	0.74	0.20	0.67	0.20	0.88
0.21	0.68	0.21	0.71	0.21	0.71	0.21	0.64	0.21	0.83
0.22	0.65	0.22	0.69	0.22	0.69	0.22	0.62	0.22	0.78
0.23	0.63	0.23	0.66	0.23	0.66	0.23	0.60	0.23	0.73
0.24	0.60	0.24	0.64	0.24	0.64	0.24	0.58	0.24	0.69
0.25	0.58	0.25	0.61	0.25	0.61	0.25	0.56	0.25	0.64
0.26	0.56	0.26	0.58	0.26	0.59	0.26	0.53	0.26	0.61
0.27	0.53	0.27	0.56	0.27	0.57	0.27	0.51	0.27	0.58
0.28	0.51	0.28	0.53	0.28	0.54	0.28	0.49	0.28	0.55
0.29	0.49	0.29	0.51	0.29	0.52	0.29	0.47	0.29	0.53
0.30	0.47	0.30	0.48	0.30	0.49	0.30	0.45	0.30	0.50
0.31	0.44	0.31	0.45	0.31	0.47	0.31	0.43	0.31	0.48
0.32	0.42	0.32	0.43	0.32	0.45	0.32	0.41	0.32	0.46
0.33	0.40	0.33	0.41	0.33	0.42	0.33	0.39	0.33	0.43
0.34	0.38	0.34	0.39	0.34	0.40	0.34	0.37	0.34	0.41
0.35	0.36	0.35	0.37	0.35	0.37	0.35	0.35	0.35	0.39
0.36	0.34	0.36	0.35	0.36	0.35	0.36	0.33	0.36	0.37
0.37	0.32	0.37	0.33	0.37	0.33	0.37	0.31	0.37	0.35
0.38	0.29	0.38	0.31	0.38	0.31	0.38	0.28	0.38	0.33
0.39	0.27	0.39	0.29	0.39	0.29	0.39	0.26	0.39	0.31
0.40	0.25	0.40	0.27	0.40	0.27	0.40	0.25	0.40	0.29
0.41	0.23	0.41	0.25	0.41	0.25	0.41	0.23	0.41	0.27
0.42	0.21	0.42	0.23	0.42	0.23	0.42	0.21	0.42	0.25
0.43	0.20	0.43	0.21	0.43	0.21	0.43	0.20	0.43	0.22
0.44	0.18	0.44	0.19	0.44	0.20	0.44	0.18	0.44	0.20
0.45	0.16	0.45	0.17	0.45	0.18	0.45	0.16	0.45	0.18
0.46	0.14	0.46	0.16	0.46	0.16	0.46	0.15	0.46	0.17
0.47	0.12	0.47	0.14	0.47	0.14	0.47	0.13	0.47	0.15
0.48	0.10	0.48	0.12	0.48	0.13	0.48	0.12	0.48	0.13
0.49	0.08	0.49	0.11	0.49	0.11	0.49	0.10	0.49	0.12
0.50	0.06	0.50	0.09	0.50	0.09	0.50	0.09	0.50	0.10
Promedio	0.49	Promedio	0.51	Promedio	0.51	Promedio	0.47	Promedio	0.56
Amplitud	-0.94	Amplitud	-0.91	Amplitud	-0.91	Amplitud	-0.91	Amplitud	-0.90
σ	0.27	σ	0.28	σ	0.27	σ	0.26	σ	0.31

Tabla C.4 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de cristales de un 10 vol.%, para los resultados obtenidos en la tabla B4.. Parámetro a estudiar: contenido de cristales (Xi). Parámetro fijo: contenido de agua inicial (H₂O).

Caso Base (H ₂ O=3.2%) Norm. a Xi=10%		% H ₂ O = 3.6 Norm. a Xi=10%		% H ₂ O = 4 Norm. a Xi=10%		% H ₂ O = 4.5 Norm. a Xi=10%		% H ₂ O = 5 Norm. a Xi=10%	
% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)	% Cristales	Tasa Eruptiva (kg/s)
0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00	0.10	1.00
0.11	0.97	0.11	0.97	0.11	0.97	0.11	0.97	0.11	0.96
0.12	0.94	0.12	0.95	0.12	0.94	0.12	0.94	0.12	0.92
0.13	0.92	0.13	0.92	0.13	0.92	0.13	0.91	0.13	0.90
0.14	0.89	0.14	0.89	0.14	0.89	0.14	0.89	0.14	0.87
0.15	0.86	0.15	0.87	0.15	0.87	0.15	0.86	0.15	0.85
0.16	0.84	0.16	0.84	0.16	0.84	0.16	0.84	0.16	0.83
0.17	0.81	0.17	0.82	0.17	0.82	0.17	0.82	0.17	0.80
0.18	0.78	0.18	0.79	0.18	0.80	0.18	0.79	0.18	0.78
0.19	0.76	0.19	0.77	0.19	0.77	0.19	0.77	0.19	0.76
0.20	0.74	0.20	0.74	0.20	0.75	0.20	0.75	0.20	0.74
0.21	0.71	0.21	0.72	0.21	0.72	0.21	0.72	0.21	0.71
0.22	0.69	0.22	0.70	0.22	0.70	0.22	0.70	0.22	0.69
0.23	0.66	0.23	0.67	0.23	0.68	0.23	0.68	0.23	0.67
0.24	0.64	0.24	0.65	0.24	0.66	0.24	0.66	0.24	0.65
0.25	0.61	0.25	0.63	0.25	0.63	0.25	0.64	0.25	0.63
0.26	0.59	0.26	0.60	0.26	0.61	0.26	0.61	0.26	0.61
0.27	0.57	0.27	0.58	0.27	0.59	0.27	0.59	0.27	0.59
0.28	0.54	0.28	0.56	0.28	0.57	0.28	0.57	0.28	0.56
0.29	0.52	0.29	0.53	0.29	0.54	0.29	0.55	0.29	0.54
0.30	0.49	0.30	0.51	0.30	0.52	0.30	0.53	0.30	0.52
0.31	0.47	0.31	0.48	0.31	0.50	0.31	0.50	0.31	0.50
0.32	0.45	0.32	0.46	0.32	0.47	0.32	0.48	0.32	0.48
0.33	0.42	0.33	0.44	0.33	0.45	0.33	0.46	0.33	0.46
0.34	0.40	0.34	0.41	0.34	0.42	0.34	0.43	0.34	0.43
0.35	0.37	0.35	0.39	0.35	0.40	0.35	0.41	0.35	0.41
0.36	0.35	0.36	0.36	0.36	0.38	0.36	0.39	0.36	0.39
0.37	0.33	0.37	0.34	0.37	0.35	0.37	0.36	0.37	0.36
0.38	0.31	0.38	0.32	0.38	0.33	0.38	0.34	0.38	0.34
0.39	0.29	0.39	0.30	0.39	0.31	0.39	0.31	0.39	0.32
0.40	0.27	0.40	0.28	0.40	0.29	0.40	0.29	0.40	0.29
0.41	0.25	0.41	0.26	0.41	0.27	0.41	0.27	0.41	0.27
0.42	0.23	0.42	0.24	0.42	0.25	0.42	0.25	0.42	0.25
0.43	0.21	0.43	0.22	0.43	0.23	0.43	0.24	0.43	0.24
0.44	0.20	0.44	0.20	0.44	0.21	0.44	0.22	0.44	0.22
0.45	0.18	0.45	0.19	0.45	0.19	0.45	0.20	0.45	0.20
0.46	0.16	0.46	0.17	0.46	0.18	0.46	0.18	0.46	0.18
0.47	0.14	0.47	0.15	0.47	0.16	0.47	0.17	0.47	0.17
0.48	0.13	0.48	0.14	0.48	0.14	0.48	0.15	0.48	0.15
0.49	0.11	0.49	0.12	0.49	0.13	0.49	0.13	0.49	0.13
0.50	0.09	0.50	0.10	0.50	0.11	0.50	0.12	0.50	0.12
Promedio	0.51	Promedio	0.52	Promedio	0.53	Promedio	0.53	Promedio	0.52
Amplitud	-0.91	Amplitud	-0.90	Amplitud	-0.89	Amplitud	-0.88	Amplitud	-0.88
σ	0.27	σ	0.27	σ	0.27	σ	0.26	σ	0.26

Radio del conducto volcánico

Tabla C.5 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por radio del conducto volcánico de 5 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.5. Parámetro a estudiar: radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido de cristales (X_i).

Xi =20% Norm. a r = 5 m		Xi = 24% Norm. a r = 5 m		Xi =28% Norm. a r = 5 m		Xi = 32% Norm. a r = 5 m		Xi = 36% Norm. a r = 5 m	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5,0	1,0	5,0	1,0	5,0	1,0	5,0	1,0	5,0	1,0
6,0	1,8	6,0	1,8	6,0	1,8	6,0	1,8	6,0	1,8
7,0	2,9	7,0	2,8	7,0	2,8	7,0	2,9	7,0	3,0
8,0	4,8	8,0	4,4	8,0	4,3	8,0	4,4	8,0	4,5
9,0	7,7	9,0	6,9	9,0	6,2	9,0	6,3	9,0	6,5
10,0	9,8	10,0	10,4	10,0	9,2	10,0	8,7	10,0	9,0
11,0	11,9	11,0	13,7	11,0	13,4	11,0	12,0	11,0	12,1
12,0	14,1	12,0	16,3	12,0	18,9	12,0	16,7	12,0	15,8
13,0	16,6	13,0	19,1	13,0	22,5	13,0	22,8	13,0	20,5
14,0	19,2	14,0	22,1	14,0	26,1	14,0	30,6	14,0	26,9
15,0	22,1	15,0	25,4	15,0	29,9	15,0	36,5	15,0	35,2
16,0	25,1	16,0	28,9	16,0	34,0	16,0	41,5	16,0	45,4
17,0	28,4	17,0	32,6	17,0	38,4	17,0	46,8	17,0	57,7
18,0	31,8	18,0	36,6	18,0	43,1	18,0	52,5	18,0	67,0
19,0	35,4	19,0	40,8	19,0	48,0	19,0	58,5	19,0	74,6
20,0	39,2	20,0	45,2	20,0	53,2	20,0	64,8	20,0	82,7
Promedio	16,99	Promedio	19,25	Promedio	22,05	Promedio	25,48	Promedio	28,98
Amplitud	38,24	Amplitud	44,19	Amplitud	52,18	Amplitud	63,82	Amplitud	81,66
σ	11,96	σ	14,05	σ	16,98	σ	21,30	σ	27,13

Continuación Tabla C.5 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por radio del conducto volcánico de 5 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.5. Parámetro a estudiar: radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido de cristales (X_i).

Xi = 40% Norm. a r = 5 m		Caso Base (Xi = 42%) Norm. a r = 5 m		Xi = 46% Norm. a r = 5 m		Xi = 50% Norm. a r = 5 m		Xi = 54% Norm. a r = 5 m	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5,0	1,0	5,0	1,0	5,0	1,0	5,0	1,0	5,0	1,0
6,0	1,8	6,0	1,8	6,0	1,8	6,0	1,8	6,0	2,0
7,0	2,9	7,0	2,9	7,0	2,9	7,0	3,0	7,0	3,5
8,0	4,5	8,0	4,4	8,0	4,4	8,0	4,6	8,0	5,5
9,0	6,6	9,0	6,5	9,0	6,4	9,0	6,7	9,0	8,2
10,0	9,1	10,0	9,1	10,0	8,9	10,0	9,3	10,0	11,6
11,0	12,2	11,0	12,3	11,0	12,2	11,0	12,6	11,0	15,9
12,0	16,0	12,0	16,1	12,0	16,2	12,0	16,5	12,0	21,1
13,0	20,5	13,0	20,6	13,0	21,0	13,0	21,2	13,0	27,3
14,0	25,8	14,0	25,9	14,0	26,5	14,0	26,7	14,0	34,7
15,0	32,0	15,0	32,0	15,0	32,9	15,0	33,3	15,0	43,2
16,0	39,3	16,0	39,2	16,0	40,2	16,0	41,1	16,0	53,0
17,0	48,6	17,0	47,4	17,0	48,4	17,0	50,2	17,0	64,3
18,0	60,4	18,0	56,7	18,0	57,7	18,0	60,4	18,0	77,0
19,0	74,7	19,0	68,1	19,0	68,2	19,0	72,0	19,0	91,2
20,0	91,5	20,0	82,5	20,0	79,9	20,0	84,8	20,0	107,2
Promedio	27,93	Promedio	26,66	Promedio	26,79	Promedio	27,82	Promedio	35,42
Amplitud	90,46	Amplitud	81,46	Amplitud	78,92	Amplitud	83,78	Amplitud	106,18
σ	27,04	σ	24,70	σ	24,54	σ	25,88	σ	32,94

Tabla C.6 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por radio del conducto volcánico de 5 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.6. Parámetro a estudiar: radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H).

Caso Base (H=7000 m) Norm. a r = 5 m		H = 6000 m Norm. a r = 5 m		H = 5000 m Norm. a r = 5 m		H = 4000 m Norm. a r = 5 m		H = 3000 m Norm. a r = 5 m	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5	1.00	5	1.00	5	1.00	5	1.00	5	1.00
6	1.77	6	1.76	6	1.76	6	1.78	6	1.82
7	2.88	7	2.88	7	2.91	7	2.95	7	3.00
8	4.44	8	4.47	8	4.50	8	4.55	8	4.59
9	6.52	9	6.53	9	6.55	9	6.59	9	6.64
10	9.12	10	9.11	10	9.12	10	9.15	10	9.21
11	12.29	11	12.26	11	12.25	11	12.30	11	12.39
12	16.10	12	16.04	12	16.03	12	16.11	12	16.30
13	20.60	13	20.53	13	20.54	13	20.70	13	21.06
14	25.88	14	25.82	14	25.89	14	26.14	14	27.43
15	32.04	15	32.02	15	32.15	15	32.84	15	35.84
16	39.17	16	39.19	16	39.54	16	41.70	16	46.28
17	47.36	17	47.51	17	48.99	17	52.84	17	58.90
18	56.74	18	57.81	18	60.99	18	66.25	18	71.25
19	68.14	19	70.86	19	75.43	19	82.12	19	79.39
20	82.46	20	86.56	20	92.41	20	98.49	20	87.97
Promedio	26.66	Promedio	27.15	Promedio	28.13	Promedio	29.72	Promedio	30.19
Amplitud	81.46	Amplitud	85.56	Amplitud	91.41	Amplitud	97.49	Amplitud	86.97
σ	24.70	σ	25.66	σ	27.32	σ	29.57	σ	28.73

Tabla C.7 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por radio del conducto volcánico de 5 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.7. Parámetro a estudiar: radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: temperatura del magma (T).

$T^\circ = 1000^\circ\text{C}$ Norm. a $r = 5\text{ m}$		$T^\circ = 1050^\circ\text{C}$ Norm. a $r = 5\text{ m}$		Caso Base ($T=1077^\circ\text{C}$) Norm. a $r = 5\text{ m}$		$T^\circ = 1100^\circ\text{C}$ Norm. a $r = 5\text{ m}$		$T^\circ = 1150^\circ\text{C}$ Norm. a $r = 5\text{ m}$	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5	1.00	5	1.00	5	1.00	5	1.00	5	1.00
6	1.82	6	1.78	6	1.77	6	1.78	6	1.79
7	2.99	7	2.89	7	2.88	7	2.94	7	2.89
8	4.58	8	4.39	8	4.44	8	4.52	8	4.37
9	6.64	9	6.39	9	6.52	9	6.55	9	6.29
10	9.27	10	9.03	10	9.12	10	9.09	10	8.76
11	12.49	11	12.32	11	12.29	11	12.19	11	11.98
12	16.40	12	16.28	12	16.10	12	15.95	12	16.61
13	21.10	13	20.96	13	20.60	13	20.45	13	22.75
14	26.79	14	26.41	14	25.88	14	25.79	14	30.50
15	33.61	15	32.70	15	32.04	15	32.07	15	36.72
16	41.56	16	39.89	16	39.17	16	39.93	16	41.78
17	50.65	17	48.07	17	47.36	17	50.18	17	47.17
18	60.91	18	57.33	18	56.74	18	62.74	18	52.88
19	72.36	19	67.78	19	68.14	19	77.66	19	58.92
20	85.08	20	79.52	20	82.46	20	95.09	20	65.29
Promedio	27.95	Promedio	26.67	Promedio	26.66	Promedio	28.62	Promedio	25.61
Amplitud	84.08	Amplitud	78.52	Amplitud	81.46	Amplitud	94.09	Amplitud	64.29
σ	26.05	σ	24.37	σ	24.70	σ	28.16	σ	21.47

Tabla C.8 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por radio del conducto volcánico de 5 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.8. Parámetro a estudiar: radio del conducto volcánico (r). Parámetro fijo: contenido de agua inicial (H₂O).

Caso Base (H ₂ O = 3.2%) Norm. a r = 5 m		H ₂ O = 3.6% Norm. a r = 5 m		H ₂ O = 4% Norm. a r = 5 m		H ₂ O = 4.4% Norm. a r = 5 m		H ₂ O = 5% Norm. a r = 5 m	
Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Radio (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
5	1.00	5	1.00	5	1.00	5	1.00	5	1.00
6	1.77	6	1.76	6	1.76	6	1.76	6	1.77
7	2.88	7	2.87	7	2.88	7	2.89	7	2.91
8	4.44	8	4.43	8	4.43	8	4.42	8	4.42
9	6.52	9	6.46	9	6.41	9	6.38	9	6.33
10	9.12	10	8.98	10	8.88	10	8.79	10	8.69
11	12.29	11	12.05	11	11.86	11	11.71	11	11.54
12	16.10	12	15.71	12	15.41	12	15.18	12	14.93
13	20.60	13	20.04	13	19.61	13	19.28	13	18.93
14	25.88	14	25.11	14	24.52	14	24.08	14	23.63
15	32.04	15	31.01	15	30.24	15	29.66	15	29.06
16	39.17	16	37.83	16	36.82	16	36.05	16	35.24
17	47.36	17	45.61	17	44.29	17	43.33	17	42.79
18	56.74	18	54.60	18	53.21	18	52.63	18	53.07
19	68.14	19	65.93	19	64.87	19	64.71	19	60.10
20	82.46	20	80.16	20	79.18	20	78.86	20	66.60
Promedio	26.66	Promedio	25.85	Promedio	25.33	Promedio	25.05	Promedio	23.81
Amplitud	81.46	Amplitud	79.16	Amplitud	78.18	Amplitud	77.86	Amplitud	65.60
σ	24.70	σ	23.87	σ	23.43	σ	23.27	σ	21.11

Temperatura del magma

Tabla C.9 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por temperatura del magma de 1000 °C, para los resultados obtenidos en la tabla B.9. Parámetro a estudiar: temperatura del magma (T). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi).

Xi = 20% Norm. a T = 1000°C		Xi = 24% Norm. a T = 1000°C		Xi = 28% Norm. a T = 1000°C		Xi = 32% Norm. a T = 1000°C		Xi = 36% Norm. a T = 1000°C	
T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	1,00	1000	1,00	1000	1,00	1000	1,00	1000	1,00
1010	1,12	1010	1,11	1010	1,11	1010	1,11	1010	1,12
1020	1,26	1020	1,24	1020	1,23	1020	1,23	1020	1,25
1030	1,41	1030	1,39	1030	1,37	1030	1,36	1030	1,38
1040	1,56	1040	1,55	1040	1,52	1040	1,51	1040	1,52
1050	1,72	1050	1,72	1050	1,70	1050	1,66	1050	1,68
1060	1,88	1060	1,90	1060	1,88	1060	1,85	1060	1,84
1070	2,05	1070	2,08	1070	2,07	1070	2,05	1070	2,02
1080	2,23	1080	2,26	1080	2,27	1080	2,26	1080	2,23
1090	2,43	1090	2,46	1090	2,48	1090	2,48	1090	2,46
1100	2,65	1100	2,67	1100	2,69	1100	2,71	1100	2,71
1110	2,88	1110	2,90	1110	2,92	1110	2,95	1110	2,97
1120	3,16	1120	3,15	1120	3,16	1120	3,19	1120	3,24
1130	3,57	1130	3,42	1130	3,42	1130	3,45	1130	3,52
1140	4,08	1140	3,75	1140	3,70	1140	3,72	1140	3,80
1150	4,68	1150	4,23	1150	4,01	1150	4,02	1150	4,10
1160	5,29	1160	4,82	1160	4,37	1160	4,33	1160	4,41
1170	5,28	1170	5,50	1170	4,89	1170	4,68	1170	4,74
1180	5,28	1180	6,15	1180	5,55	1180	5,06	1180	5,10
1190	5,27	1190	6,14	1190	6,29	1190	5,56	1190	5,48
1200	5,26	1200	6,13	1200	7,14	1200	6,24	1200	5,90
Promedio	3,05	Promedio	3,12	Promedio	3,08	Promedio	2,97	Promedio	2,98
Amplitud	4,26	Amplitud	5,13	Amplitud	6,14	Amplitud	5,24	Amplitud	4,90
σ	1,55	σ	1,71	σ	1,71	σ	1,51	σ	1,49

Continuación Tabla C.9 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por temperatura del magma de 1000 °C, para los resultados obtenidos en la tabla B.9. Parámetro a estudiar: temperatura del magma (T). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi).

Xi = 40% Norm. a T = 1000°C		Caso Base (Xi=42%) Norm. a T = 1000°C		Xi = 46% Norm. a T = 1000°C		Xi = 50% Norm. a T = 1000°C		Xi = 54% Norm. a T = 1000°C	
T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	1,00	1000	1,00	1000	1,00	1000	1,00	1000	1,00
1010	1,12	1010	1,13	1010	1,15	1010	1,26	1010	1,22
1020	1,26	1020	1,27	1020	1,31	1020	1,52	1020	1,52
1030	1,40	1030	1,41	1030	1,47	1030	1,78	1030	1,90
1040	1,55	1040	1,57	1040	1,65	1040	2,05	1040	2,34
1050	1,71	1050	1,74	1050	1,84	1050	2,33	1050	11,24
1060	1,89	1060	1,92	1060	2,04	1060	2,63	1060	15,65
1070	2,07	1070	2,11	1070	2,26	1070	2,95	1070	19,53
1080	2,26	1080	2,31	1080	2,49	1080	3,28	1080	23,30
1090	2,47	1090	2,53	1090	2,73	1090	3,63	1090	27,11
1100	2,70	1100	2,75	1100	2,99	1100	4,01	1100	31,02
1110	2,96	1110	3,00	1110	3,26	1110	4,40	1110	35,09
1120	3,25	1120	3,26	1120	3,55	1120	4,82	1120	39,32
1130	3,55	1130	3,57	1130	3,85	1130	5,25	1130	43,75
1140	3,88	1140	3,90	1140	4,17	1140	5,72	1140	48,39
1150	4,21	1150	4,25	1150	4,51	1150	6,22	1150	53,25
1160	4,55	1160	4,62	1160	4,87	1160	6,73	1160	58,34
1170	4,90	1170	5,00	1170	5,27	1170	7,27	1170	63,68
1180	5,27	1180	5,39	1180	5,72	1180	7,84	1180	69,28
1190	5,65	1190	5,79	1190	6,20	1190	8,43	1190	75,14
1200	6,05	1200	6,21	1200	6,71	1200	9,06	1200	81,28
Promedio	3,03	Promedio	3,08	Promedio	3,29	Promedio	4,39	Promedio	33,49
Amplitud	5,05	Amplitud	5,21	Amplitud	5,71	Amplitud	8,06	Amplitud	80,28

Tabla C.10 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por temperatura del magma de 1000 °C, para los resultados obtenidos en la tabla B.10. Parámetro a estudiar: temperatura del magma (T). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H).

Caso Base (H=7000 m) Norm. a T = 1000 °C		H = 6000 m Norm. a T = 1000 °C		H = 5000 m Norm. a T = 1000 °C		H = 4000 m Norm. a T = 1000 °C		H = 3000 m Norm. a T = 1000 °C	
T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00
1010	1.13	1010	1.12	1010	1.12	1010	1.11	1010	1.11
1020	1.27	1020	1.26	1020	1.25	1020	1.23	1020	1.22
1030	1.41	1030	1.40	1030	1.38	1030	1.37	1030	1.34
1040	1.57	1040	1.55	1040	1.53	1040	1.50	1040	1.47
1050	1.74	1050	1.71	1050	1.68	1050	1.65	1050	1.61
1060	1.92	1060	1.88	1060	1.85	1060	1.80	1060	1.75
1070	2.11	1070	2.07	1070	2.02	1070	1.97	1070	1.91
1080	2.31	1080	2.26	1080	2.20	1080	2.14	1080	2.09
1090	2.53	1090	2.46	1090	2.40	1090	2.34	1090	2.30
1100	2.75	1100	2.68	1100	2.61	1100	2.56	1100	2.54
1110	3.00	1110	2.92	1110	2.86	1110	2.82	1110	2.80
1120	3.26	1120	3.19	1120	3.14	1120	3.09	1120	3.06
1130	3.57	1130	3.50	1130	3.44	1130	3.38	1130	3.33
1140	3.90	1140	3.82	1140	3.75	1140	3.68	1140	3.61
1150	4.25	1150	4.16	1150	4.07	1150	3.98	1150	3.89
1160	4.62	1160	4.51	1160	4.40	1160	4.29	1160	4.18
1170	5.00	1170	4.87	1170	4.74	1170	4.61	1170	4.49
1180	5.39	1180	5.24	1180	5.09	1180	4.94	1180	4.81
1190	5.79	1190	5.62	1190	5.45	1190	5.28	1190	5.15
1200	6.21	1200	6.02	1200	5.83	1200	5.65	1200	5.51
Promedio	3.08	Promedio	3.01	Promedio	2.94	Promedio	2.88	Promedio	2.82
Amplitud	5.21	Amplitud	5.02	Amplitud	4.83	Amplitud	4.65	Amplitud	4.51
σ	1.58	σ	1.53	σ	1.48	σ	1.43	σ	1.39

Tabla C.11 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por t temperatura del magma de 1000 °C, para los resultados obtenidos en la tabla B.11. Parámetro a estudiar: temperatura del magma (T). Parámetro fijo: radio del conducto volcánico (r).

Caso Base ($r = 5$ m) Norm. a $T = 1000^\circ\text{C}$		$r = 8$ m Norm. a $T = 1000^\circ\text{C}$		$r = 11$ m Norm. a $T = 1000^\circ\text{C}$		$r = 14$ m Norm. a $T = 1000^\circ\text{C}$		$r = 17$ m Norm. a $T = 1000^\circ\text{C}$		$r = 20$ m Norm. a $T = 1000^\circ\text{C}$	
T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00
1010	1.13	1010	1.11	1010	1.11	1010	1.13	1010	1.12	1010	1.11
1020	1.27	1020	1.24	1020	1.23	1020	1.26	1020	1.24	1020	1.22
1030	1.41	1030	1.37	1030	1.38	1030	1.41	1030	1.37	1030	1.35
1040	1.57	1040	1.51	1040	1.54	1040	1.56	1040	1.50	1040	1.48
1050	1.74	1050	1.67	1050	1.71	1050	1.71	1050	1.65	1050	1.62
1060	1.92	1060	1.84	1060	1.89	1060	1.87	1060	1.80	1060	1.78
1070	2.11	1070	2.03	1070	2.08	1070	2.05	1070	1.97	1070	1.98
1080	2.31	1080	2.25	1080	2.27	1080	2.23	1080	2.16	1080	2.28
1090	2.53	1090	2.48	1090	2.47	1090	2.43	1090	2.39	1090	2.65
1100	2.75	1100	2.72	1100	2.69	1100	2.65	1100	2.73	1100	3.08
1110	3.00	1110	2.97	1110	2.91	1110	2.89	1110	3.15	1110	3.28
1120	3.26	1120	3.22	1120	3.16	1120	3.22	1120	3.64	1120	3.28
1130	3.57	1130	3.49	1130	3.43	1130	3.68	1130	3.97	1130	3.27
1140	3.90	1140	3.77	1140	3.72	1140	4.23	1140	3.97	1140	3.27
1150	4.25	1150	4.06	1150	4.08	1150	4.84	1150	3.96	1150	3.26
1160	4.62	1160	4.37	1160	4.59	1160	5.07	1160	3.96	1160	3.26
1170	5.00	1170	4.71	1170	5.22	1170	5.07	1170	3.95	1170	3.26
1180	5.39	1180	5.08	1180	5.93	1180	5.06	1180	3.95	1180	3.25
1190	5.79	1190	5.48	1190	6.69	1190	5.05	1190	3.94	1190	3.25
1200	6.21	1200	5.99	1200	6.68	1200	5.05	1200	3.94	1200	3.24
Promedio	3.08	Promedio	2.97	Promedio	3.13	Promedio	3.02	Promedio	2.73	Promedio	2.48
Amplitud	5.21	Amplitud	4.99	Amplitud	5.68	Amplitud	4.05	Amplitud	2.94	Amplitud	2.24
σ	1.58	σ	1.49	σ	1.76	σ	1.49	σ	1.14	σ	0.87

Tabla C.12 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por temperatura del magma de 1000 °C, para los resultados obtenidos en la tabla B.12. Parámetro a estudiar: temperatura del magma (T). Parámetro fijo: contenido de agua inicial (H₂O).

Caso Base (H ₂ O=3.2%) Norm. a T = 1000°C		H ₂ O = 3.6% Norm. a T = 1000°C		H ₂ O = 4% Norm. a T = 1000°C		H ₂ O = 4.5% Norm. a T = 1000°C		H ₂ O = 5% Norm. a T = 1000°C	
T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)	T° (°C)	Tasa Eruptiva (kg/s)
1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00	1000	1.00
1010	1.13	1010	1.12	1010	1.11	1010	1.10	1010	1.10
1020	1.27	1020	1.25	1020	1.23	1020	1.22	1020	1.21
1030	1.41	1030	1.38	1030	1.36	1030	1.34	1030	1.32
1040	1.57	1040	1.53	1040	1.50	1040	1.46	1040	1.44
1050	1.74	1050	1.68	1050	1.64	1050	1.60	1050	1.57
1060	1.92	1060	1.85	1060	1.79	1060	1.74	1060	1.71
1070	2.11	1070	2.02	1070	1.95	1070	1.89	1070	1.85
1080	2.31	1080	2.20	1080	2.13	1080	2.05	1080	2.01
1090	2.53	1090	2.40	1090	2.31	1090	2.23	1090	2.18
1100	2.75	1100	2.61	1100	2.51	1100	2.42	1100	2.38
1110	3.00	1110	2.84	1110	2.73	1110	2.64	1110	2.59
1120	3.26	1120	3.09	1120	2.98	1120	2.88	1120	2.82
1130	3.57	1130	3.38	1130	3.25	1130	3.13	1130	3.06
1140	3.90	1140	3.69	1140	3.53	1140	3.39	1140	3.30
1150	4.25	1150	4.00	1150	3.82	1150	3.65	1150	3.54
1160	4.62	1160	4.33	1160	4.11	1160	3.91	1160	3.78
1170	5.00	1170	4.66	1170	4.41	1170	4.18	1170	4.03
1180	5.39	1180	5.00	1180	4.72	1180	4.46	1180	4.28
1190	5.79	1190	5.35	1190	5.03	1190	4.74	1190	4.54
1200	6.21	1200	5.71	1200	5.35	1200	5.02	1200	4.81
Promedio	3.08	Promedio	2.91	Promedio	2.78	Promedio	2.67	Promedio	2.60
Amplitud	5.21	Amplitud	4.71	Amplitud	4.35	Amplitud	4.02	Amplitud	3.81
σ	1.58	σ	1.44	σ	1.34	σ	1.24	σ	1.18

Contenido de H₂O inicial disuelta

Tabla C.13 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de agua de un 3 wt%, para los resultados obtenidos en la tabla B.13. Parámetro a estudiar: contenido de agua inicial (H₂O). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi).

Xi= 20% Norm. a H2O=3%		Xi= 24% Norm. a H2O=3%		Xi= 28% Norm. a H2O=3%		Xi= 32% Norm. a H2O=3%		Xi= 36% Norm. a H2O=3%	
%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3,0	1,0	3,0	1,0	3,0	1,0	3,0	1,0	3,0	1,0
3,1	1,0	3,1	1,0	3,1	1,0	3,1	1,0	3,1	1,1
3,2	1,1	3,2	1,1	3,2	1,1	3,2	1,1	3,2	1,1
3,3	1,1	3,3	1,1	3,3	1,1	3,3	1,1	3,3	1,2
3,4	1,2	3,4	1,2	3,4	1,2	3,4	1,2	3,4	1,2
3,5	1,2	3,5	1,2	3,5	1,2	3,5	1,3	3,5	1,3
3,6	1,3	3,6	1,3	3,6	1,3	3,6	1,3	3,6	1,3
3,7	1,3	3,7	1,3	3,7	1,3	3,7	1,4	3,7	1,4
3,8	1,3	3,8	1,4	3,8	1,4	3,8	1,4	3,8	1,4
3,9	1,4	3,9	1,4	3,9	1,4	3,9	1,5	3,9	1,5
4,0	1,4	4,0	1,4	4,0	1,5	4,0	1,5	4,0	1,5
4,1	1,5	4,1	1,5	4,1	1,5	4,1	1,6	4,1	1,6
4,2	1,5	4,2	1,5	4,2	1,6	4,2	1,6	4,2	1,6
4,3	1,5	4,3	1,6	4,3	1,6	4,3	1,7	4,3	1,7
4,4	1,6	4,4	1,6	4,4	1,7	4,4	1,7	4,4	1,7
4,5	1,6	4,5	1,7	4,5	1,7	4,5	1,8	4,5	1,8
4,6	1,7	4,6	1,7	4,6	1,7	4,6	1,8	4,6	1,9
4,7	1,7	4,7	1,8	4,7	1,8	4,7	1,9	4,7	1,9
4,8	1,8	4,8	1,8	4,8	1,8	4,8	1,9	4,8	2,0
4,9	1,8	4,9	1,8	4,9	1,9	4,9	2,0	4,9	2,0
5,0	1,8	5,0	1,9	5,0	1,9	5,0	2,0	5,0	2,1
Promedio	1,42	Promedio	1,44	Promedio	1,47	Promedio	1,50	Promedio	1,53
Amplitud	0,85	Amplitud	0,88	Amplitud	0,93	Amplitud	1,01	Amplitud	1,08
σ	0,26	σ	0,27	σ	0,28	σ	0,31	σ	0,33

Continuación tabla C.13 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de agua de un 3 wt%, para los resultados obtenidos en la tabla B.13. Parámetro a estudiar: contenido de agua inicial (H₂O). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi).

Xi= 40% Norm. a H ₂ O=3%		Caso Base (Xi=42%) Norm. a H ₂ O=3%		Xi= 46% Norm. a H ₂ O=3%		Xi= 50% Norm. a H ₂ O=3%		Xi= 54% Norm. a H ₂ O=3%	
%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3,0	1,0	3	1,00	3	1,00	3	1,00	3	1,00
3,1	1,1	3,1	1,05	3,1	1,06	3,1	1,07	3,1	1,10
3,2	1,1	3,2	1,10	3,2	1,11	3,2	1,13	3,2	1,21
3,3	1,2	3,3	1,16	3,3	1,17	3,3	1,20	3,3	1,32
3,4	1,2	3,4	1,21	3,4	1,23	3,4	1,27	3,4	1,43
3,5	1,3	3,5	1,26	3,5	1,29	3,5	1,34	3,5	1,54
3,6	1,3	3,6	1,32	3,6	1,35	3,6	1,40	3,6	1,65
3,7	1,4	3,7	1,37	3,7	1,41	3,7	1,47	3,7	1,77
3,8	1,4	3,8	1,42	3,8	1,47	3,8	1,54	3,8	1,89
3,9	1,5	3,9	1,48	3,9	1,53	3,9	1,61	3,9	2,01
4,0	1,5	4	1,53	4	1,58	4	1,69	4	2,13
4,1	1,6	4,1	1,58	4,1	1,64	4,1	1,76	4,1	2,25
4,2	1,6	4,2	1,64	4,2	1,70	4,2	1,83	4,2	2,37
4,3	1,7	4,3	1,69	4,3	1,76	4,3	1,90	4,3	2,49
4,4	1,7	4,4	1,75	4,4	1,82	4,4	1,97	4,4	2,62
4,5	1,8	4,5	1,80	4,5	1,88	4,5	2,04	4,5	2,74
4,6	1,8	4,6	1,85	4,6	1,94	4,6	2,11	4,6	2,87
4,7	1,9	4,7	1,91	4,7	2,00	4,7	2,18	4,7	3,00
4,8	1,9	4,8	1,96	4,8	2,05	4,8	2,25	4,8	3,12
4,9	2,0	4,9	2,01	4,9	2,11	4,9	2,32	4,9	3,25
5,0	2,1	5	2,07	5	2,17	5	2,39	5	3,38
Promedio	1,52	Promedio	1,53	Promedio	1,58	Promedio	1,69	Promedio	2,15
Amplitud	1,05	Amplitud	1,07	Amplitud	1,17	Amplitud	1,39	Amplitud	2,38
σ	0,32	σ	0,32	σ	0,36	σ	0,42	σ	0,72

Tabla C.14 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de agua de un 3 wt%, para los resultados obtenidos en la tabla B.14. Parámetro a estudiar: contenido de agua inicial (H₂O). Parámetro fijo: profundidad del techo de la cámara magmática (H).

Caso Base (H=7000 m) Norm. a H ₂ O=3%		H= 6000 m Norm. a H ₂ O=3%		H= 5000 m Norm. a H ₂ O=3%		H=4000 m Norm. a H ₂ O=3%		H= 3000 m Norm. a H ₂ O=3%	
%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3	1.00	3	1.00	3	1.00	3	1.00	3	1.00
3.1	1.05	3.1	1.05	3.1	1.05	3.1	1.05	3.1	1.04
3.2	1.10	3.2	1.10	3.2	1.10	3.2	1.09	3.2	1.09
3.3	1.16	3.3	1.15	3.3	1.14	3.3	1.14	3.3	1.13
3.4	1.21	3.4	1.20	3.4	1.19	3.4	1.18	3.4	1.17
3.5	1.26	3.5	1.25	3.5	1.24	3.5	1.23	3.5	1.22
3.6	1.32	3.6	1.30	3.6	1.29	3.6	1.27	3.6	1.26
3.7	1.37	3.7	1.35	3.7	1.34	3.7	1.32	3.7	1.30
3.8	1.42	3.8	1.41	3.8	1.39	3.8	1.36	3.8	1.35
3.9	1.48	3.9	1.46	3.9	1.43	3.9	1.41	3.9	1.39
4	1.53	4	1.51	4	1.48	4	1.45	4	1.44
4.1	1.58	4.1	1.56	4.1	1.53	4.1	1.50	4.1	1.50
4.2	1.64	4.2	1.61	4.2	1.58	4.2	1.54	4.2	1.57
4.3	1.69	4.3	1.66	4.3	1.63	4.3	1.59	4.3	1.64
4.4	1.75	4.4	1.71	4.4	1.67	4.4	1.63	4.4	1.71
4.5	1.80	4.5	1.76	4.5	1.72	4.5	1.69	4.5	1.78
4.6	1.85	4.6	1.81	4.6	1.77	4.6	1.75	4.6	1.85
4.7	1.91	4.7	1.86	4.7	1.82	4.7	1.82	4.7	1.91
4.8	1.96	4.8	1.91	4.8	1.86	4.8	1.89	4.8	1.98
4.9	2.01	4.9	1.96	4.9	1.91	4.9	1.96	4.9	2.05
5	2.07	5	2.01	5	1.98	5	2.03	5	2.12
Promedio	1.53	Promedio	1.51	Promedio	1.48	Promedio	1.47	Promedio	1.50
Amplitud	1.07	Amplitud	1.01	Amplitud	0.98	Amplitud	1.03	Amplitud	1.12
σ	0.32	σ	0.31	σ	0.29	σ	0.30	σ	0.34

Tabla C.15 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de agua de un 3 wt%, para los resultados obtenidos en la tabla B.15. Parámetro a estudiar: contenido de agua inicial (H_2O). Parámetro fijo: radio del conducto volcánico (r).

Caso Base ($r = 5$ m) Norm. a $H_2O=3\%$		$r = 8$ m Norm. a $H_2O=3\%$		$r = 11$ m Norm. a $H_2O=3\%$		$r = 14$ m Norm. a $H_2O=3\%$		$r = 17$ m Norm. a $H_2O=3\%$		$r = 20$ m Norm. a $H_2O=3\%$	
% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	% H_2O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3	1.00	3	1.00	3	1.00	3	1.00	3	1.00	3	1.00
3.1	1.05	3.1	1.05	3.1	1.05	3.1	1.04	3.1	1.04	3.1	1.04
3.2	1.10	3.2	1.10	3.2	1.09	3.2	1.08	3.2	1.08	3.2	1.08
3.3	1.16	3.3	1.15	3.3	1.14	3.3	1.13	3.3	1.12	3.3	1.12
3.4	1.21	3.4	1.21	3.4	1.18	3.4	1.17	3.4	1.16	3.4	1.17
3.5	1.26	3.5	1.26	3.5	1.23	3.5	1.21	3.5	1.20	3.5	1.21
3.6	1.32	3.6	1.31	3.6	1.27	3.6	1.25	3.6	1.24	3.6	1.25
3.7	1.37	3.7	1.36	3.7	1.32	3.7	1.30	3.7	1.28	3.7	1.30
3.8	1.42	3.8	1.42	3.8	1.37	3.8	1.34	3.8	1.32	3.8	1.34
3.9	1.48	3.9	1.47	3.9	1.41	3.9	1.38	3.9	1.36	3.9	1.39
4	1.53	4	1.52	4	1.46	4	1.42	4	1.40	4	1.44
4.1	1.58	4.1	1.58	4.1	1.50	4.1	1.47	4.1	1.44	4.1	1.49
4.2	1.64	4.2	1.63	4.2	1.55	4.2	1.51	4.2	1.48	4.2	1.54
4.3	1.69	4.3	1.68	4.3	1.60	4.3	1.55	4.3	1.52	4.3	1.59
4.4	1.75	4.4	1.73	4.4	1.64	4.4	1.59	4.4	1.56	4.4	1.63
4.5	1.80	4.5	1.79	4.5	1.69	4.5	1.64	4.5	1.60	4.5	1.63
4.6	1.85	4.6	1.84	4.6	1.73	4.6	1.68	4.6	1.65	4.6	1.63
4.7	1.91	4.7	1.89	4.7	1.78	4.7	1.72	4.7	1.69	4.7	1.63
4.8	1.96	4.8	1.94	4.8	1.82	4.8	1.77	4.8	1.73	4.8	1.63
4.9	2.01	4.9	2.00	4.9	1.87	4.9	1.81	4.9	1.78	4.9	1.63
5	2.07	5	2.05	5	1.92	5	1.85	5	1.83	5	1.63
Promedio	1.53	Promedio	1.52	Promedio	1.46	Promedio	1.42	Promedio	1.40	Promedio	1.40
Amplitud	1.07	Amplitud	1.05	Amplitud	0.92	Amplitud	0.85	Amplitud	0.83	Amplitud	0.63
σ	0.32	σ	0.32	σ	0.28	σ	0.26	σ	0.25	σ	0.22

Tabla C.16 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por contenido inicial de agua de un 3 wt%, para los resultados obtenidos en la tabla B.16. Parámetro a estudiar: contenido de agua inicial (H₂O). Parámetro fijo: temperatura del magma (T).

T= 1000°C Norm. a H ₂ O=3%		T= 1050°C Norm. a H ₂ O=3%		Caso Base (T=1077°C) Norm. a H ₂ O=3%		T= 1100°C Norm. a H ₂ O=3%		T= 1150°C Norm. a H ₂ O=3%	
%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)	%H ₂ O	Tasa Eruptiva (Kg/s)
3	1.00	3	1.00	3	1.00	3	1.00	3	1.00
3.1	1.07	3.1	1.06	3.1	1.05	3.1	1.05	3.1	1.05
3.2	1.14	3.2	1.11	3.2	1.10	3.2	1.10	3.2	1.09
3.3	1.21	3.3	1.17	3.3	1.16	3.3	1.15	3.3	1.14
3.4	1.28	3.4	1.23	3.4	1.21	3.4	1.20	3.4	1.19
3.5	1.35	3.5	1.29	3.5	1.26	3.5	1.25	3.5	1.24
3.6	1.42	3.6	1.35	3.6	1.32	3.6	1.30	3.6	1.29
3.7	1.49	3.7	1.40	3.7	1.37	3.7	1.35	3.7	1.33
3.8	1.56	3.8	1.46	3.8	1.42	3.8	1.40	3.8	1.38
3.9	1.64	3.9	1.52	3.9	1.48	3.9	1.45	3.9	1.43
4	1.71	4	1.58	4	1.53	4	1.51	4	1.48
4.1	1.78	4.1	1.64	4.1	1.58	4.1	1.56	4.1	1.52
4.2	1.85	4.2	1.70	4.2	1.64	4.2	1.61	4.2	1.57
4.3	1.93	4.3	1.75	4.3	1.69	4.3	1.66	4.3	1.62
4.4	2.01	4.4	1.81	4.4	1.75	4.4	1.72	4.4	1.67
4.5	2.08	4.5	1.87	4.5	1.80	4.5	1.77	4.5	1.72
4.6	2.15	4.6	1.93	4.6	1.85	4.6	1.82	4.6	1.76
4.7	2.22	4.7	1.99	4.7	1.91	4.7	1.88	4.7	1.81
4.8	2.30	4.8	2.04	4.8	1.96	4.8	1.93	4.8	1.86
4.9	2.37	4.9	2.10	4.9	2.01	4.9	1.98	4.9	1.91
5	2.44	5	2.16	5	2.07	5	2.04	5	1.95
Promedio	1.71	Promedio	1.58	Promedio	1.53	Promedio	1.51	Promedio	1.48
Amplitud	1.44	Amplitud	1.16	Amplitud	1.07	Amplitud	1.04	Amplitud	0.95
σ	0.44	σ	0.35	σ	0.32	σ	0.31	σ	0.29

Profundidad del techo de la cámara magmática

Tabla C.17 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por profundidad del techo de la cámara de 7000 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.17. Parámetro a estudiar: profundidad del techo de la cámara (H). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi).

Xi= 20% Norm. a H=7000 m		Xi= 24% Norm. a H=7000 m		Xi= 28% Norm. a H=7000 m		Xi= 32% Norm. a H=7000 m		Xi= 36% Norm. a H=7000 m	
Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	1,00	7000	1,00	7000	1,00	7000	1,00	7000	1,00
6800	1,01	6800	1,01	6800	1,01	6800	1,01	6800	1,01
6600	1,03	6600	1,03	6600	1,03	6600	1,03	6600	1,03
6400	1,04	6400	1,04	6400	1,04	6400	1,04	6400	1,04
6200	1,05	6200	1,05	6200	1,06	6200	1,06	6200	1,06
6000	1,07	6000	1,07	6000	1,07	6000	1,08	6000	1,08
5800	1,09	5800	1,08	5800	1,09	5800	1,09	5800	1,09
5600	1,10	5600	1,10	5600	1,10	5600	1,11	5600	1,11
5400	1,12	5400	1,12	5400	1,12	5400	1,13	5400	1,13
5200	1,14	5200	1,14	5200	1,14	5200	1,15	5200	1,15
5000	1,16	5000	1,16	5000	1,16	5000	1,17	5000	1,18
4800	1,18	4800	1,18	4800	1,18	4800	1,19	4800	1,20
4600	1,20	4600	1,20	4600	1,20	4600	1,21	4600	1,22
4400	1,23	4400	1,22	4400	1,22	4400	1,24	4400	1,25
4200	1,25	4200	1,25	4200	1,25	4200	1,26	4200	1,28
4000	1,28	4000	1,27	4000	1,28	4000	1,29	4000	1,31
3800	1,31	3800	1,30	3800	1,30	3800	1,32	3800	1,34
3600	1,35	3600	1,33	3600	1,33	3600	1,35	3600	1,37
3400	1,38	3400	1,37	3400	1,37	3400	1,39	3400	1,41
3200	1,43	3200	1,40	3200	1,40	3200	1,42	3200	1,45
3000	1,48	3000	1,45	3000	1,44	3000	1,46	3000	1,49
Promedio	1,19E+00	Promedio	1,18E+00	Promedio	1,18E+00	Promedio	1,19E+00	Promedio	1,20E+00
Amplitud	4,84E-01	Amplitud	4,45E-01	Amplitud	4,41E-01	Amplitud	4,61E-01	Amplitud	4,92E-01
σ	1,40E-01	σ	1,32E-01	σ	1,31E-01	σ	1,37E-01	σ	1,47E-01

Continuación Tabla C.17 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por profundidad del techo de la cámara de 7000 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.17. Parámetro a estudiar: profundidad del techo de la cámara (H). Parámetro fijo: contenido de cristales (Xi).

Xi=40% Norm. a H=7000 m		Caso Base (Xi=42%) Norm. a H=7000 m		Xi= 46% Norm. a H=7000 m		Xi= 50% Norm. a H=7000 m		Xi= 54% Norm. a H=7000 m	
Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	1,00	7000	1,00	7000	1,00	7000	1,00	7000	1,00
6800	1,01	6800	1,01	6800	1,02	6800	1,02	6800	1,03
6600	1,03	6600	1,03	6600	1,03	6600	1,04	6600	1,05
6400	1,04	6400	1,04	6400	1,05	6400	1,06	6400	1,08
6200	1,05	6200	1,06	6200	1,06	6200	1,08	6200	1,12
6000	1,07	6000	1,07	6000	1,08	6000	1,10	6000	1,15
5800	1,08	5800	1,09	5800	1,10	5800	1,12	5800	1,18
5600	1,10	5600	1,11	5600	1,12	5600	1,15	5600	1,22
5400	1,12	5400	1,12	5400	1,14	5400	1,17	5400	1,26
5200	1,14	5200	1,14	5200	1,16	5200	1,20	5200	1,30
5000	1,16	5000	1,16	5000	1,18	5000	1,23	5000	1,35
4800	1,18	4800	1,18	4800	1,21	4800	1,26	4800	1,40
4600	1,20	4600	1,20	4600	1,23	4600	1,29	4600	1,45
4400	1,22	4400	1,22	4400	1,26	4400	1,32	4400	1,51
4200	1,24	4200	1,25	4200	1,29	4200	1,36	4200	1,57
4000	1,27	4000	1,27	4000	1,32	4000	1,39	4000	1,63
3800	1,30	3800	1,30	3800	1,35	3800	1,43	3800	1,70
3600	1,33	3600	1,33	3600	1,38	3600	1,48	3600	1,78
3400	1,37	3400	1,36	3400	1,41	3400	1,52	3400	1,86
3200	1,41	3200	1,39	3200	1,45	3200	1,57	3200	1,95
3000	1,45	3000	1,43	3000	1,49	3000	1,62	3000	2,05
Promedio	1,18E+00	Promedio	1,18	Promedio	1,21	Promedio	1,26	Promedio	1,41
Amplitud	4,52E-01	Amplitud	0,43	Amplitud	0,49	Amplitud	0,62	Amplitud	1,05
σ	1,32E-01	σ	0,13	σ	0,15	σ	0,19	σ	0,31

Tabla C.18 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por profundidad del techo de la cámara de 7000 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.18. Parámetro a estudiar: profundidad del techo de la cámara (H). Parámetro fijo: radio del conducto volcánico (r).

Caso Base (r=5 m) Norm. a H=7000 m		r = 8 m Norm. a H=7000 m		r = 11 m Norm. a H=7000 m		r = 14 m Norm. a H=7000 m		r = 17 m Norm. a H=7000 m		r = 20 m Norm. a H=7000 m	
Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00
6800	1.01	6800	1.01	6800	1.01	6800	1.01	6800	1.01	6800	1.02
6600	1.03	6600	1.03	6600	1.03	6600	1.03	6600	1.03	6600	1.05
6400	1.04	6400	1.04	6400	1.04	6400	1.04	6400	1.04	6400	1.07
6200	1.06	6200	1.06	6200	1.05	6200	1.05	6200	1.06	6200	1.10
6000	1.07	6000	1.08	6000	1.07	6000	1.07	6000	1.08	6000	1.13
5800	1.09	5800	1.10	5800	1.09	5800	1.09	5800	1.09	5800	1.16
5600	1.11	5600	1.11	5600	1.10	5600	1.10	5600	1.12	5600	1.19
5400	1.12	5400	1.13	5400	1.12	5400	1.12	5400	1.14	5400	1.22
5200	1.14	5200	1.15	5200	1.14	5200	1.14	5200	1.17	5200	1.26
5000	1.16	5000	1.18	5000	1.16	5000	1.16	5000	1.20	5000	1.30
4800	1.18	4800	1.20	4800	1.18	4800	1.18	4800	1.24	4800	1.34
4600	1.20	4600	1.22	4600	1.20	4600	1.21	4600	1.28	4600	1.39
4400	1.22	4400	1.25	4400	1.22	4400	1.23	4400	1.32	4400	1.44
4200	1.25	4200	1.27	4200	1.25	4200	1.26	4200	1.37	4200	1.49
4000	1.27	4000	1.30	4000	1.27	4000	1.28	4000	1.42	4000	1.52
3800	1.30	3800	1.33	3800	1.30	3800	1.32	3800	1.48	3800	1.52
3600	1.33	3600	1.36	3600	1.33	3600	1.35	3600	1.54	3600	1.52
3400	1.36	3400	1.40	3400	1.36	3400	1.40	3400	1.61	3400	1.52
3200	1.39	3200	1.44	3200	1.40	3200	1.45	3200	1.69	3200	1.52
3000	1.43	3000	1.48	3000	1.44	3000	1.51	3000	1.78	3000	1.52
Promedio	1.18	Promedio	1.20	Promedio	1.18	Promedio	1.19	Promedio	1.27	Promedio	1.30
Amplitud	0.43	Amplitud	0.48	Amplitud	0.44	Amplitud	0.51	Amplitud	0.78	Amplitud	0.52
σ	0.13	σ	0.14	σ	0.13	σ	0.15	σ	0.23	σ	0.19

Tabla C.19 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por profundidad del techo de la cámara de 7000 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.19. Parámetro a estudiar: profundidad del techo de la cámara (H). Parámetro fijo: temperatura del magma (T).

T= 1000°C Norm. a H=7000 m		T= 1050°C Norm. a H=7000 m		Caso Base (T=1077 °C) Norm. a H=7000 m		T= 1100°C Norm. a H=7000 m		T= 1150°C Norm. a H=7000 m	
Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00
6800	1.02	6800	1.01	6800	1.01	6800	1.01	6800	1.01
6600	1.04	6600	1.03	6600	1.03	6600	1.03	6600	1.03
6400	1.06	6400	1.05	6400	1.04	6400	1.04	6400	1.04
6200	1.08	6200	1.06	6200	1.06	6200	1.05	6200	1.06
6000	1.10	6000	1.08	6000	1.07	6000	1.07	6000	1.07
5800	1.12	5800	1.10	5800	1.09	5800	1.08	5800	1.09
5600	1.14	5600	1.12	5600	1.11	5600	1.10	5600	1.11
5400	1.16	5400	1.14	5400	1.12	5400	1.12	5400	1.13
5200	1.19	5200	1.16	5200	1.14	5200	1.14	5200	1.14
5000	1.22	5000	1.18	5000	1.16	5000	1.16	5000	1.16
4800	1.24	4800	1.20	4800	1.18	4800	1.18	4800	1.19
4600	1.27	4600	1.22	4600	1.20	4600	1.20	4600	1.21
4400	1.30	4400	1.25	4400	1.22	4400	1.22	4400	1.23
4200	1.34	4200	1.27	4200	1.25	4200	1.25	4200	1.26
4000	1.37	4000	1.30	4000	1.27	4000	1.28	4000	1.28
3800	1.41	3800	1.33	3800	1.30	3800	1.31	3800	1.31
3600	1.45	3600	1.36	3600	1.33	3600	1.34	3600	1.34
3400	1.49	3400	1.39	3400	1.36	3400	1.38	3400	1.37
3200	1.53	3200	1.43	3200	1.39	3200	1.42	3200	1.41
3000	1.58	3000	1.46	3000	1.43	3000	1.46	3000	1.45
Promedio	1.24	Promedio	1.20	Promedio	1.18	Promedio	1.18	Promedio	1.19
Amplitud	0.58	Amplitud	0.46	Amplitud	0.43	Amplitud	0.46	Amplitud	0.45
σ	0.17	σ	0.14	σ	0.13	σ	0.14	σ	0.13

Tabla C.20 Resultados de la variación de la tasa eruptiva correspondientes a la normalización por profundidad del techo de la cámara de 7000 m, para los resultados obtenidos en la tabla B.20. Parámetro a estudiar: profundidad del techo de la cámara (H). Parámetro fijo: contenido de agua inicial (H₂O).

Caso Base (H ₂ O=3.2%) Norm. a H=7000 m		H ₂ O = 3.6% Norm. a H=7000 m		H ₂ O = 4% Norm. a H=7000 m		H ₂ O = 4.5% Norm. a H=7000 m		H ₂ O = 5% Norm. a H=7000 m	
Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)	Prof. (m)	Tasa Eruptiva (kg/s)
7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00	7000	1.00
6800	1.01	6800	1.01	6800	1.01	6800	1.01	6800	1.01
6600	1.03	6600	1.02	6600	1.02	6600	1.02	6600	1.02
6400	1.04	6400	1.04	6400	1.03	6400	1.03	6400	1.03
6200	1.06	6200	1.05	6200	1.05	6200	1.04	6200	1.04
6000	1.07	6000	1.07	6000	1.06	6000	1.05	6000	1.05
5800	1.09	5800	1.08	5800	1.07	5800	1.07	5800	1.06
5600	1.11	5600	1.10	5600	1.09	5600	1.08	5600	1.07
5400	1.12	5400	1.11	5400	1.10	5400	1.09	5400	1.08
5200	1.14	5200	1.13	5200	1.12	5200	1.10	5200	1.10
5000	1.16	5000	1.15	5000	1.13	5000	1.12	5000	1.12
4800	1.18	4800	1.16	4800	1.15	4800	1.13	4800	1.14
4600	1.20	4600	1.18	4600	1.17	4600	1.15	4600	1.17
4400	1.22	4400	1.20	4400	1.18	4400	1.17	4400	1.20
4200	1.25	4200	1.22	4200	1.20	4200	1.18	4200	1.23
4000	1.27	4000	1.25	4000	1.22	4000	1.21	4000	1.26
3800	1.30	3800	1.27	3800	1.25	3800	1.24	3800	1.30
3600	1.33	3600	1.30	3600	1.27	3600	1.28	3600	1.34
3400	1.36	3400	1.32	3400	1.30	3400	1.33	3400	1.39
3200	1.39	3200	1.36	3200	1.33	3200	1.38	3200	1.43
3000	1.43	3000	1.39	3000	1.36	3000	1.43	3000	1.49
Promedio	1.18	Promedio	1.16	Promedio	1.15	Promedio	1.15	Promedio	1.17
Amplitud	0.43	Amplitud	0.39	Amplitud	0.36	Amplitud	0.43	Amplitud	0.49
σ	0.13	σ	0.11	σ	0.11	σ	0.12	σ	0.15

Anexo D. Resultados numéricos de las condiciones preeruptivas de la erupción Pucón

Sobrepresión de la cámara magmática= 0 MPa

Tabla D.1. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 0 MPa. Xi= contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 18 m					Radio = 22 m					Radio = 23 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
52	5,1	1060	3000	8,97	52	5,1	1040	7000	9,21	50	5,1	1000	7000	9,78
					56	5,1	1160	7000	9,52	52	4,8	1040	7000	9,60
					50	5,1	1000	6000	9,00	52	5,1	1040	7000	10,49
					52	5,1	1040	6000	9,65	54	4,8	1080	7000	9,33
					54	5,1	1080	6000	9,36	54	5,1	1080	7000	10,16
					56	4,8	1160	6000	9,11	56	5,1	1140	7000	9,57
					56	5,1	1160	6000	10,00	56	4,5	1160	7000	9,12
					50	5,1	1000	5000	9,80	56	4,8	1160	7000	9,98
					52	5,1	1020	5000	9,00	50	4,8	1000	6000	9,28
					52	4,8	1040	5000	9,40	50	5,1	1000	6000	10,24
					54	5,1	1060	5000	8,96	52	5,1	1020	6000	9,38
					54	4,8	1080	5000	9,10	52	4,5	1040	6000	9,08
					54	5,1	1080	5000	10,20	52	4,8	1040	6000	9,96
					56	5,1	1140	5000	9,72	54	5,1	1060	6000	9,22
					56	4,8	1160	5000	9,81	54	4,8	1080	6000	9,68
					50	4,8	1000	4000	9,70	56	4,8	1140	6000	9,16
					50	5,1	1000	4000	10,90	56	5,1	1140	6000	10,06
					52	4,8	1020	4000	9,01	56	4,5	1160	6000	9,48
					52	5,1	1020	4000	10,10	50	4,8	1000	5000	9,90
					52	4,5	1040	4000	9,30	50	5,1	1000	5000	11,10
					52	4,8	1040	4000	10,50	52	4,8	1020	5000	9,10
					54	4,8	1060	4000	8,97	52	5,1	1020	5000	10,20
					54	5,1	1060	4000	10,00	52	4,5	1040	5000	9,50
					54	4,5	1080	4000	9,10	54	4,8	1060	5000	9,00
					54	4,8	1080	4000	10,30	54	5,1	1060	5000	10,10
					54	5,1	1080	4000	11,40	54	4,5	1080	5000	9,20
					56	5,1	1120	4000	9,73	54	4,8	1080	5000	10,40
					56	4,8	1140	4000	9,83	56	5,1	1120	5000	9,75
					56	5,1	1140	4000	10,97	56	4,8	1140	5000	9,88
					56	4,5	1160	4000	9,81	56	5,1	1140	5000	11,04
					50	4,2	1000	3000	8,99	56	4,2	1160	5000	9,03
					50	4,5	1000	3000	10,00	56	4,5	1160	5000	9,92
					50	4,8	1000	3000	11,30	50	4,5	1000	4000	9,80
					52	4,8	1000	3000	9,10	50	4,8	1000	4000	11,10
					50	5,1	1000	3000	12,60	52	4,8	1000	4000	9,70
					52	5,1	1000	3000	10,20	50	5,1	1000	4000	12,40
					52	4,5	1020	3000	9,40	52	4,5	1020	4000	9,10
					52	4,8	1020	3000	10,60	52	4,8	1020	4000	10,30
					52	5,1	1020	3000	11,80	52	5,1	1020	4000	11,50
					54	5,1	1020	3000	8,96	52	4,2	1040	4000	9,20
					52	4,2	1040	3000	9,50	54	5,1	1040	4000	9,80
					52	4,5	1040	3000	10,90	54	4,5	1060	4000	8,97
					52	4,8	1040	3000	12,20	54	4,8	1060	4000	10,10
					54	4,8	1040	3000	9,20	54	5,1	1060	4000	11,30
					54	5,1	1040	3000	10,30	54	4,2	1080	4000	9,02
					54	4,5	1060	3000	9,40	54	4,5	1080	4000	10,30
					54	4,8	1060	3000	10,50	56	5,1	1100	4000	9,70
					54	5,1	1060	3000	11,70	56	4,8	1120	4000	9,86
					54	4,2	1080	3000	9,40	56	5,1	1120	4000	11,03
					54	4,5	1080	3000	10,70	56	4,5	1140	4000	9,87
					54	4,8	1080	3000	12,00	56	4,8	1140	4000	11,15
					54	5,1	1080	3000	13,40	56	5,1	1140	4000	12,44
					56	5,1	1080	3000	9,10	50	4,5	1000	3000	10,00
					56	4,8	1100	3000	9,20	50	4,5	1000	3000	11,40
					56	5,1	1100	3000	10,30	52	4,5	1000	3000	9,10
					56	4,5	1120	3000	9,18	50	4,8	1000	3000	12,90
					56	4,8	1120	3000	10,35	52	4,8	1000	3000	10,30
					56	5,1	1120	3000	11,57	52	5,1	1000	3000	11,50
					56	4,2	1140	3000	9,05	52	4,2	1020	3000	9,30
					56	4,5	1140	3000	10,31	52	4,5	1020	3000	10,60
					56	4,8	1140	3000	11,62	52	4,8	1020	3000	11,97
					56	5,1	1140	3000	12,92	54	4,8	1020	3000	9,02
					56	4,2	1160	3000	10,17					

continuación Tabla D. 1. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 0 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 25 m					Radio = 25 m					Radio = 26 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
54	5,1	1040	6000	10,08	54	4,8	1060	4000	12,90	50	3,9	1000	7000	9,26
54	4,5	1060	6000	9,72	54	5,1	1060	4000	14,30	50	4,2	1000	7000	10,41
54	4,8	1060	6000	10,68	56	5,1	1060	4000	9,40	50	4,5	1000	7000	11,60
54	5,1	1060	6000	11,74	54	3,6	1080	4000	9,03	50	4,8	1000	7000	12,79
54	3,9	1080	6000	9,12	54	3,9	1080	4000	10,10	52	4,8	1000	7000	9,88
54	4,2	1080	6000	10,17	56	4,8	1080	4000	9,60	52	5,1	1000	7000	10,81
54	4,5	1080	6000	11,26	56	5,1	1080	4000	10,80	52	4,2	1020	7000	9,55
56	5,1	1100	6000	9,85	56	4,5	1100	4000	9,70	52	4,5	1020	7000	10,62
56	4,5	1120	6000	9,37	56	4,8	1100	4000	11,00	52	4,8	1020	7000	11,71
56	4,8	1120	6000	10,25	56	5,1	1100	4000	12,30	52	5,1	1020	7000	12,79
56	5,1	1120	6000	11,28	56	4,2	1120	4000	9,68	54	5,1	1020	7000	9,14
56	4,2	1140	6000	9,68	56	4,5	1120	4000	11,07	52	3,9	1040	7000	10,00
56	4,5	1140	6000	10,68	56	4,8	1120	4000	12,49	54	4,8	1040	7000	9,85
56	4,8	1140	6000	11,66	56	5,1	1120	4000	13,96	54	5,1	1040	7000	10,76
56	5,1	1140	6000	12,81	56	3,9	1140	4000	9,70	54	4,2	1060	7000	9,44
56	3,9	1160	6000	9,85	56	4,2	1140	4000	10,94	54	4,5	1060	7000	10,46
56	4,2	1160	6000	10,96	56	4,5	1140	4000	12,54	54	4,8	1060	7000	11,52
50	3,9	1000	5000	9,10	56	4,8	1140	4000	14,14	54	5,1	1060	7000	12,56
50	4,2	1000	5000	10,10	50	3,6	1000	3000	9,26	54	3,9	1080	7000	9,78
50	4,5	1000	5000	11,20	50	4,2	1000	3000	12,70	54	4,2	1080	7000	10,94
52	4,8	1000	5000	9,80	52	4,2	1000	3000	10,10	56	5,1	1080	7000	9,08
52	5,1	1000	5000	11,10	52	4,5	1000	3000	11,50	56	4,8	1100	7000	9,62
52	4,2	1020	5000	9,30	52	4,8	1000	3000	12,99	56	5,1	1100	7000	10,48
52	4,5	1020	5000	10,30	54	4,8	1000	3000	9,78	56	4,2	1120	7000	9,1
52	4,8	1020	5000	11,60	52	5,1	1000	3000	14,50	56	4,5	1120	7000	10,06
52	5,1	1020	5000	13,30	54	5,1	1000	3000	11,00	56	4,8	1120	7000	11,03
54	5,1	1020	5000	9,50	52	3,9	1020	3000	10,20	56	5,1	1120	7000	12,02
54	4,8	1040	5000	9,90	52	4,2	1020	3000	11,70	56	3,9	1140	7000	9,32
54	5,1	1040	5000	11,10	52	4,5	1020	3000	13,40	56	4,2	1140	7000	10,39
54	4,2	1060	5000	9,20	54	4,5	1020	3000	10,05	56	4,5	1140	7000	11,49
54	4,5	1060	5000	10,10	54	4,8	1020	3000	11,30	56	4,8	1140	7000	12,58
54	4,8	1060	5000	11,50	54	5,1	1020	3000	12,70	56	3,6	1160	7000	9,39
54	5,1	1060	5000	12,80	54	4,2	1040	3000	10,20	56	3,9	1160	7000	10,57
54	3,9	1080	5000	9,60	54	4,5	1040	3000	11,60	50	3,9	1000	6000	9,67
56	5,1	1080	5000	9,50	54	4,8	1040	3000	13,00	50	4,2	1000	6000	10,84
56	4,8	1100	5000	9,70	54	5,1	1040	3000	14,60	50	4,5	1000	6000	12,05
56	5,1	1100	5000	10,90	56	5,1	1040	3000	9,99	52	4,5	1000	6000	9,35
56	4,5	1120	5000	9,83	54	3,9	1060	3000	10,10	52	4,8	1000	6000	10,28
56	4,8	1120	5000	11,05	54	4,2	1060	3000	11,70	52	5,1	1000	6000	11,34
56	5,1	1120	5000	12,39	54	4,5	1060	3000	13,40	52	4,2	1020	6000	9,97
56	3,9	1140	5000	9,16	56	4,5	1060	3000	8,98	52	4,5	1020	6000	11,04
56	4,2	1140	5000	10,15	54	4,8	1060	3000	15,05	52	4,8	1020	6000	12,15
56	4,5	1140	5000	11,17	56	4,8	1060	3000	10,10	52	5,1	1020	6000	13,39
56	4,8	1140	5000	12,56	54	5,1	1060	3000	16,70	54	5,1	1020	6000	9,63
56	5,1	1140	5000	14,04	56	5,1	1060	3000	11,40	52	3,6	1040	6000	9,22
56	3,6	1160	5000	9,22	56	4,2	1080	3000	8,97	54	4,5	1040	6000	9,35
50	3,9	1000	4000	9,60	56	4,5	1080	3000	10,20	54	4,8	1040	6000	10,26
52	4,5	1000	4000	9,80	56	4,8	1080	3000	11,50	54	5,1	1040	6000	11,30
52	4,8	1000	4000	11,10	56	5,1	1080	3000	12,95	54	4,5	1060	6000	10,90
52	5,1	1000	4000	12,40	56	4,2	1100	3000	10,20	54	4,8	1060	6000	11,96
54	5,1	1000	4000	9,10	56	4,5	1100	3000	11,60	54	5,1	1060	6000	13,16
52	3,9	1020	4000	8,96	56	4,8	1100	3000	13,10	54	3,6	1080	6000	9,05
52	4,2	1020	4000	10,00	56	5,1	1100	3000	14,60	54	3,9	1080	6000	10,21
52	4,5	1020	4000	11,50	56	3,9	1120	3000	9,94	56	5,1	1080	6000	9,59
52	4,8	1020	4000	13,00	56	4,2	1120	3000	11,50	56	4,5	1100	6000	9,17
54	4,8	1020	4000	9,60	56	4,5	1120	3000	13,10	56	4,8	1100	6000	10,04
54	5,1	1020	4000	10,70	56	4,8	1120	3000	14,74	56	5,1	1100	6000	11,04
54	4,5	1040	4000	9,80	56	5,1	1120	3000	16,43	56	4,2	1120	6000	9,52
54	4,8	1040	4000	11,10	56	3,6	1140	3000	9,50	56	4,5	1120	6000	10,5
54	5,1	1040	4000	12,40	56	3,9	1140	3000	11,23	56	4,8	1120	6000	11,48
54	4,2	1060	4000	9,95						56	5,1	1120	6000	12,63
54	4,5	1060	4000	11,30						56	3,9	1140	6000	9,74

continuación Tabla D. 1. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 0 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 26 m					Radio = 26 m					Radio = 26 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
56	4,2	1140	6000	10,84	54	4,2	1060	4000	11,13	56	4,5	1120	3000	14,61
56	4,5	1140	6000	11,96	54	4,5	1060	4000	12,74	56	4,8	1120	3000	16,46
56	4,8	1140	6000	13,07	54	4,8	1060	4000	14,40	56	5,1	1120	3000	18,30
56	3,6	1160	6000	9,81	56	4,8	1060	4000	9,35	56	3,3	1140	3000	9,27
50	3,6	1000	5000	8,98	56	5,1	1060	4000	10,51	56	3,6	1140	3000	10,61
50	3,9	1000	5000	10,15	56	4,5	1080	4000	9,51					
52	4,5	1000	5000	9,80	56	4,8	1080	4000	10,77					
52	4,8	1000	5000	11,05	56	5,1	1080	4000	12,06					
52	5,1	1000	5000	12,39	56	4,2	1100	4000	9,51					
54	5,1	1000	5000	8,98	56	4,5	1100	4000	10,89					
52	3,9	1020	5000	9,37	56	4,8	1100	4000	12,30					
52	4,2	1020	5000	10,45	56	5,1	1100	4000	13,74					
52	4,5	1020	5000	11,54	56	3,9	1120	4000	9,59					
52	4,8	1020	5000	13,02	56	4,2	1120	4000	10,82					
54	4,8	1020	5000	9,44	56	4,5	1120	4000	12,37					
54	5,1	1020	5000	10,60	56	4,8	1120	4000	13,96					
52	3,6	1040	5000	9,70	56	5,1	1120	4000	15,6					
54	4,5	1040	5000	9,81	56	3,6	1140	4000	9,71					
54	4,8	1040	5000	11,05	56	3,9	1140	4000	10,84					
54	5,1	1040	5000	12,38	50	3,3	1000	3000	8,99					
54	3,9	1060	5000	9,29	52	3,9	1000	3000	9,71					
54	4,2	1060	5000	10,34	52	4,2	1000	3000	11,26					
54	4,5	1060	5000	11,39	52	4,5	1000	3000	12,85					
54	4,8	1060	5000	12,85	54	4,5	1000	3000	9,62					
54	5,1	1060	5000	14,38	52	4,8	1000	3000	14,49					
56	5,1	1060	5000	9,17	54	4,8	1000	3000	10,92					
54	3,6	1080	5000	9,53	52	5,1	1000	3000	16,15					
54	3,9	1080	5000	10,72	54	5,1	1000	3000	12,27					
56	4,8	1080	5000	9,45	52	3,6	1020	3000	9,62					
56	5,1	1080	5000	10,60	52	3,9	1020	3000	11,35					
56	4,5	1100	5000	9,65	52	4,2	1020	3000	13,17					
56	4,8	1100	5000	10,85	54	4,2	1020	3000	9,80					
56	5,1	1100	5000	12,15	54	4,5	1020	3000	11,23					
56	3,9	1120	5000	9,02	54	4,8	1020	3000	12,69					
56	4,2	1120	5000	10,01	54	5,1	1020	3000	14,20					
56	4,5	1120	5000	11,01	56	5,1	1020	3000	9,68					
56	4,8	1120	5000	12,37	54	3,9	1040	3000	9,82					
56	5,1	1120	5000	13,86	54	4,2	1040	3000	11,38					
56	3,6	1140	5000	9,13	54	4,5	1040	3000	12,98					
56	3,9	1140	5000	10,24	54	4,8	1040	3000	14,63					
56	4,2	1140	5000	11,36	56	4,8	1040	3000	9,87					
50	3,6	1000	4000	9,52	54	5,1	1040	3000	16,31					
50	3,9	1000	4000	10,74	56	5,1	1040	3000	11,13					
52	4,2	1000	4000	9,56	54	3,6	1060	3000	9,60					
52	4,5	1000	4000	10,96	54	3,9	1060	3000	11,32					
52	4,8	1000	4000	12,39	54	4,2	1060	3000	13,12					
54	4,8	1000	4000	9,10	54	4,5	1060	3000	14,91					
52	5,1	1000	4000	13,86	56	4,5	1060	3000	9,97					
54	5,1	1000	4000	10,23	56	4,8	1060	3000	11,32					
52	3,9	1020	4000	9,92	56	5,1	1060	3000	12,71					
52	4,2	1020	4000	11,23	56	4,2	1080	3000	9,96					
52	4,5	1020	4000	12,86	56	4,5	1080	3000	11,41					
54	4,5	1020	4000	9,44	56	4,8	1080	3000	12,89					
52	4,8	1020	4000	14,55	56	5,1	1080	3000	14,43					
54	4,8	1020	4000	10,69	56	3,9	1100	3000	9,79					
54	5,1	1020	4000	11,98	56	4,2	1100	3000	11,35					
54	4,2	1040	4000	9,61	56	4,5	1100	3000	12,95					
54	4,5	1040	4000	11,01	56	4,8	1100	3000	14,60					
54	4,8	1040	4000	12,44	56	5,1	1100	3000	16,28					
54	5,1	1040	4000	13,91	56	3,6	1120	3000	9,41					
56	5,1	1040	4000	9,09	56	3,9	1120	3000	11,10					
54	3,9	1060	4000	9,85	56	4,2	1120	3000	12,83					

continuación Tabla D. 1. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 0 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 27 m					Radio = 27 m					Radio = 27 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
54	4,5	1040	6000	10,44	52	5,1	1000	4000	15,43	56	4,5	1040	3000	9,62
54	4,8	1040	6000	11,46	54	5,1	1000	4000	11,39	54	4,8	1040	3000	16,25
54	5,1	1040	6000	12,61	52	3,6	1020	4000	9,83	56	4,8	1040	3000	10,96
54	3,9	1060	6000	9,84	52	3,9	1020	4000	11,04	54	5,1	1040	3000	18,10
54	4,2	1060	6000	11,00	52	4,2	1020	4000	12,53	56	5,1	1040	3000	12,34
54	4,5	1060	6000	12,15	54	4,2	1020	4000	9,16	54	3,3	1060	3000	9,30
54	4,8	1060	6000	13,34	54	4,5	1020	4000	10,52	54	3,6	1060	3000	10,67
54	5,1	1060	6000	14,69	54	4,8	1020	4000	11,91	54	3,9	1060	3000	12,59
56	5,1	1060	6000	9,23	54	5,1	1020	4000	13,33	56	4,2	1060	3000	9,66
56	4,8	1080	6000	9,73	54	3,9	1040	4000	9,47	56	4,5	1060	3000	11,08
56	5,1	1080	6000	10,71	54	4,2	1040	4000	10,71	56	4,8	1060	3000	12,57
56	4,2	1100	6000	9,27	54	4,5	1040	4000	12,26	56	5,1	1060	3000	14,10
56	4,5	1100	6000	10,24	54	4,8	1040	4000	13,86	56	3,9	1080	3000	9,54
56	4,8	1100	6000	11,21	56	4,8	1040	4000	8,98	56	4,2	1080	3000	11,08
56	5,1	1100	6000	12,32	54	5,1	1040	4000	15,48	56	4,5	1080	3000	12,67
56	3,9	1120	6000	9,54	56	5,1	1040	4000	10,12	56	4,8	1080	3000	14,32
56	4,2	1120	6000	10,63	54	3,6	1060	4000	9,78	56	5,1	1080	3000	16,00
56	4,5	1120	6000	11,72	54	3,9	1060	4000	10,97	56	3,6	1100	3000	9,22
56	4,8	1120	6000	12,81	54	4,2	1060	4000	12,40	56	3,9	1100	3000	10,89
56	5,1	1120	6000	14,09	56	4,5	1060	4000	9,18	56	4,2	1100	3000	12,61
56	3,6	1140	6000	9,66	56	4,8	1060	4000	10,42	56	4,5	1100	3000	14,39
56	3,9	1140	6000	10,87	56	5,1	1060	4000	11,70	56	4,8	1100	3000	16,20
52	4,2	1000	5000	9,89	56	4,2	1080	4000	9,24	56	5,1	1100	3000	18,05
52	4,5	1000	5000	10,93	56	4,5	1080	4000	10,59	56	3,3	1120	3000	9,14
52	4,8	1000	5000	12,32	56	4,8	1080	4000	11,99	56	3,6	1120	3000	10,46
52	5,1	1000	5000	13,81	56	5,1	1080	4000	13,42	56	3,9	1120	3000	12,34
54	5,1	1000	5000	10,02	56	3,9	1100	4000	9,38	56	4,2	1120	3000	14,26
52	3,6	1020	5000	9,25	56	4,2	1100	4000	10,59					
52	3,9	1020	5000	10,44	56	4,5	1100	4000	12,12					
52	4,2	1020	5000	11,65	56	4,8	1100	4000	13,69					
52	4,5	1020	5000	12,86	56	5,1	1100	4000	15,29					
54	4,5	1020	5000	9,34	56	3,6	1120	4000	9,55					
54	4,8	1020	5000	10,53	56	3,9	1120	4000	10,68					
54	5,1	1020	5000	11,82	56	4,2	1120	4000	12,05					
54	4,2	1040	5000	9,92	56	4,5	1120	4000	13,77					
54	4,5	1040	5000	10,94	56	4,8	1120	4000	15,57					
54	4,8	1040	5000	12,32	56	5,1	1120	4000	17,36					
54	5,1	1040	5000	13,80	56	3,3	1140	4000	9,55					
54	3,6	1060	5000	9,20	52	3,6	1000	3000	9,14					
54	3,9	1060	5000	10,36	52	3,9	1000	3000	10,80					
54	4,2	1060	5000	11,53	52	4,2	1000	3000	12,52					
54	4,5	1060	5000	12,70	54	4,2	1000	3000	9,31					
56	4,8	1060	5000	9,11	52	4,5	1000	3000	14,29					
56	5,1	1060	5000	10,23	54	4,5	1000	3000	10,70					
56	4,5	1080	5000	9,36	52	4,8	1000	3000	16,09					
56	4,8	1080	5000	10,54	54	4,8	1000	3000	12,13					
56	5,1	1080	5000	11,82	52	5,1	1000	3000	17,93					
56	4,2	1100	5000	9,78	54	5,1	1000	3000	13,62					
56	4,5	1100	5000	10,76	56	5,1	1000	3000	9,27					
56	4,8	1100	5000	12,10	52	3,3	1020	3000	9,31					
56	5,1	1100	5000	13,55	52	3,6	1020	3000	10,70					
56	3,9	1120	5000	10,06	54	3,9	1020	3000	9,39					
56	4,2	1120	5000	11,17	54	4,2	1020	3000	10,91					
56	4,5	1120	5000	12,27	54	4,5	1020	3000	12,48					
56	4,8	1120	5000	13,82	54	4,8	1020	3000	14,10					
56	5,1	1120	5000	15,45	56	4,8	1020	3000	9,48					
56	3,6	1140	5000	10,18	54	5,1	1020	3000	15,76					
52	3,9	1000	4000	9,40	56	5,1	1020	3000	10,74					
52	4,2	1000	4000	10,66	54	3,6	1040	3000	9,25					
52	4,5	1000	4000	12,21	54	3,9	1040	3000	10,92					
52	4,8	1000	4000	13,80	54	4,2	1040	3000	12,65					
54	4,8	1000	4000	10,14	54	4,5	1040	3000	14,43					

continuación Tabla D.2. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 10 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 24 m					Radio = 25 m					Radio = 25 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
54	4,80	1040	5000	9,47	50	3,90	1000	7000	9,44	56	4,50	1100	5000	9,47
54	5,10	1040	5000	10,60	52	4,80	1000	7000	9,73	56	4,80	1100	5000	10,70
54	4,20	1060	5000	9,30	52	5,10	1000	7000	10,60	56	5,10	1100	5000	12,00
54	4,50	1060	5000	10,10	52	4,20	1020	7000	9,58	56	3,90	1120	5000	9,06
56	5,10	1080	5000	8,96	52	4,50	1020	7000	10,60	56	4,20	1120	5000	10,00
56	4,80	1100	5000	9,20	52	4,80	1020	7000	11,64	56	4,50	1120	5000	10,94
56	5,10	1100	5000	10,30	54	4,80	1040	7000	9,66	56	4,80	1120	5000	11,96
56	4,50	1120	5000	9,70	54	5,10	1040	7000	10,50	56	5,10	1120	5000	13,35
56	4,80	1120	5000	10,60	54	4,20	1060	7000	9,41	56	3,60	1140	5000	9,34
56	5,10	1120	5000	11,83	54	4,50	1060	7000	10,38	52	4,20	1000	4000	9,47
56	3,90	1140	5000	9,23	54	4,80	1060	7000	11,38	52	4,50	1000	4000	10,70
56	4,20	1140	5000	10,18	54	5,10	1060	7000	12,36	52	4,80	1000	4000	12,00
52	4,50	1000	4000	9,50	54	3,90	1080	7000	9,93	52	5,10	1000	4000	13,40
52	4,80	1000	4000	10,70	56	4,80	1100	7000	9,36	54	5,10	1000	4000	9,70
52	5,10	1000	4000	11,90	56	5,10	1100	7000	10,16	54	4,50	1020	4000	9,10
52	3,90	1020	4000	9,10	56	4,20	1120	7000	8,99	54	4,80	1020	4000	10,20
52	4,20	1020	4000	10,00	56	4,50	1120	7000	9,90	54	5,10	1020	4000	11,40
54	4,80	1020	4000	9,07	56	4,80	1120	7000	10,81	54	4,20	1040	4000	9,40
54	5,10	1020	4000	10,10	56	5,10	1120	7000	11,73	54	4,50	1040	4000	10,70
54	4,50	1040	4000	9,40	56	3,90	1140	7000	9,33	54	4,80	1040	4000	12,00
54	4,80	1040	4000	10,60	56	4,20	1140	7000	10,35	54	5,10	1040	4000	13,30
54	5,10	1040	4000	11,80	56	4,50	1140	7000	11,40	54	3,60	1060	4000	9,10
54	3,90	1060	4000	8,97	56	4,80	1140	7000	12,43	54	3,90	1060	4000	10,10
54	4,20	1060	4000	9,90	52	4,50	1000	6000	9,29	56	5,10	1060	4000	9,80
54	4,50	1060	4000	11,10	52	4,80	1000	6000	10,16	56	4,50	1080	4000	9,10
56	4,80	1080	4000	9,07	52	5,10	1000	6000	11,04	56	4,80	1080	4000	10,20
56	5,10	1080	4000	10,10	52	3,90	1020	6000	9,03	56	5,10	1080	4000	11,40
56	4,50	1100	4000	9,30	52	4,20	1020	6000	10,08	56	4,20	1100	4000	9,30
56	4,80	1100	4000	10,40	52	4,50	1020	6000	11,09	56	4,50	1100	4000	10,50
56	5,10	1100	4000	11,60	52	4,80	1020	6000	12,15	56	4,80	1100	4000	11,70
56	4,20	1120	4000	9,47	54	5,10	1020	6000	9,27	56	5,10	1100	4000	13,00
56	4,50	1120	4000	10,65	54	4,50	1040	6000	9,24	56	3,90	1120	4000	9,71
56	4,80	1120	4000	11,96	54	4,80	1040	6000	10,10	56	4,20	1120	4000	10,67
56	5,10	1120	4000	13,32	54	5,10	1040	6000	10,95	56	4,50	1120	4000	12,02
52	4,20	1000	3000	9,70	54	4,20	1060	6000	9,88	52	3,90	1000	3000	9,50
52	4,50	1000	3000	11,10	54	4,50	1060	6000	10,87	52	4,20	1000	3000	10,97
52	4,80	1000	3000	12,40	54	4,80	1060	6000	11,88	52	4,50	1000	3000	12,40
54	4,80	1000	3000	9,12	54	5,10	1060	6000	12,88	54	4,50	1000	3000	9,10
52	5,10	1000	3000	13,70	56	5,10	1080	6000	9,17	52	4,80	1000	3000	13,99
54	5,10	1000	3000	10,20	56	4,80	1100	6000	9,81	54	4,80	1000	3000	10,30
52	3,60	1020	3000	8,98	56	5,10	1100	6000	10,61	52	5,10	1000	3000	15,50
54	4,50	1020	3000	9,50	56	4,20	1120	6000	9,46	54	5,10	1000	3000	11,40
54	4,80	1020	3000	10,70	56	4,50	1120	6000	10,38	54	4,20	1020	3000	9,40
54	5,10	1020	3000	11,90	56	4,80	1120	6000	11,29	54	4,50	1020	3000	10,70
54	4,20	1040	3000	9,80	56	5,10	1120	6000	12,23	54	4,80	1020	3000	12,00
54	4,50	1040	3000	11,10	56	3,90	1140	6000	9,82	54	5,10	1020	3000	13,40
54	4,80	1040	3000	12,40	52	4,20	1000	5000	8,96	54	3,90	1040	3000	9,60
54	5,10	1040	3000	13,80	52	4,50	1000	5000	9,80	54	4,20	1040	3000	11,00
56	5,10	1040	3000	9,10	52	4,80	1000	5000	10,70	54	4,50	1040	3000	12,50
54	3,90	1060	3000	9,95	52	5,10	1000	5000	11,99	54	4,80	1040	3000	14,00
56	4,80	1060	3000	9,40	52	3,90	1020	5000	9,60	56	4,80	1040	3000	9,10
56	5,10	1060	3000	10,50	54	4,80	1020	5000	9,10	54	5,10	1040	3000	15,60
56	4,50	1080	3000	9,60	54	5,10	1020	5000	10,10	56	5,10	1040	3000	10,20
56	4,80	1080	3000	10,70	54	4,20	1040	5000	8,96	56	4,50	1060	3000	9,30
56	5,10	1080	3000	12,00	54	4,50	1040	5000	9,70	56	4,80	1060	3000	10,50
56	4,20	1100	3000	9,60	54	4,80	1040	5000	10,70	56	5,10	1060	3000	11,70
56	4,50	1100	3000	10,90	54	5,10	1040	5000	11,90	56	4,20	1080	3000	9,50
56	4,80	1100	3000	12,30	54	3,90	1060	5000	9,40	56	4,50	1080	3000	10,80
56	5,10	1100	3000	13,70	54	4,20	1060	5000	10,50	56	4,80	1080	3000	12,10
56	3,90	1120	3000	9,62	56	4,50	1080	5000	9,50	56	5,10	1080	3000	13,50
56	4,20	1120	3000	11,06	56	4,80	1080	5000	10,40	56	3,90	1100	3000	9,40
56	4,50	1120	3000	12,56	56	5,10	1080	5000	11,60	56	4,20	1100	3000	10,90

continuación Tabla D. 2. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 10 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 26 m					Radio = 26 m					Radio = 26 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
54	4,80	1020	7000	10,25	54	5,10	1000	5000	10,71	56	3,30	1120	4000	9,77
54	5,10	1020	7000	11,16	54	4,20	1020	5000	9,42	52	3,30	1000	3000	9,34
54	3,90	1040	7000	8,98	54	4,50	1020	5000	10,36	52	3,60	1000	3000	10,49
54	4,20	1040	7000	10,03	54	4,80	1020	5000	11,38	52	3,90	1000	3000	11,94
54	4,50	1040	7000	11,09	54	5,10	1020	5000	12,70	54	4,20	1000	3000	9,93
54	4,80	1040	7000	12,15	54	3,60	1040	5000	8,98	54	4,50	1000	3000	11,32
54	5,10	1040	7000	13,21	54	3,90	1040	5000	10,07	54	4,80	1000	3000	12,76
54	3,60	1060	7000	9,44	54	4,20	1040	5000	11,16	54	5,10	1000	3000	14,24
54	3,90	1060	7000	10,63	54	4,50	1040	5000	12,24	56	5,10	1000	3000	9,44
54	4,20	1060	7000	11,85	54	4,80	1040	5000	13,42	54	3,90	1020	3000	10,18
54	4,50	1060	7000	13,07	54	5,10	1040	5000	14,97	54	4,20	1020	3000	11,73
56	5,10	1060	7000	9,43	56	5,10	1040	5000	9,29	54	4,50	1020	3000	13,33
56	4,50	1080	7000	9,25	54	3,30	1060	5000	9,35	54	4,80	1020	3000	14,97
56	4,80	1080	7000	10,14	54	3,60	1060	5000	10,60	56	4,80	1020	3000	9,77
56	5,10	1080	7000	11,02	56	4,80	1060	5000	9,72	54	5,10	1020	3000	16,64
56	4,20	1100	7000	9,77	56	5,10	1060	5000	10,87	56	5,10	1020	3000	11,00
56	4,50	1100	7000	10,78	56	4,20	1080	5000	9,40	54	3,30	1040	3000	9,41
56	4,80	1100	7000	11,78	56	4,50	1080	5000	10,32	54	3,60	1040	3000	10,55
56	5,10	1100	7000	12,78	56	4,80	1080	5000	11,31	54	3,90	1040	3000	11,99
56	3,60	1120	7000	9,07	56	5,10	1080	5000	12,61	56	4,50	1040	3000	10,04
56	3,90	1120	7000	10,19	56	3,90	1100	5000	9,87	56	4,80	1040	3000	11,36
56	4,20	1120	7000	11,32	56	4,20	1100	5000	10,90	56	5,10	1040	3000	12,72
56	4,50	1120	7000	12,46	56	4,50	1100	5000	11,93	56	4,20	1060	3000	10,22
56	4,80	1120	7000	13,62	56	4,80	1100	5000	13,06	56	4,50	1060	3000	11,64
56	3,30	1140	7000	9,25	56	5,10	1100	5000	14,55	56	4,80	1060	3000	13,12
56	3,60	1140	7000	10,49	56	3,30	1120	5000	9,04	56	5,10	1060	3000	14,63
52	3,90	1000	6000	9,49	56	3,60	1120	5000	10,21	56	3,60	1080	3000	9,02
52	4,20	1000	6000	10,58	56	3,90	1120	5000	11,39	56	3,90	1080	3000	10,25
52	4,50	1000	6000	11,68	56	4,20	1120	5000	12,59	56	4,20	1080	3000	11,81
52	4,80	1000	6000	12,78	52	3,60	1000	4000	9,64	56	4,50	1080	3000	13,42
54	4,80	1000	6000	8,99	52	3,90	1000	4000	10,77	56	4,80	1080	3000	15,06
52	5,10	1000	6000	13,88	52	4,20	1000	4000	11,89	56	5,10	1080	3000	16,75
54	5,10	1000	6000	9,79	52	4,50	1000	4000	13,43	56	3,30	1100	3000	9,32
52	3,60	1020	6000	10,10	54	4,50	1000	4000	9,58	56	3,60	1100	3000	10,42
52	3,90	1020	6000	11,37	54	4,80	1000	4000	10,82	56	3,90	1100	3000	11,81
54	4,50	1020	6000	9,81	54	5,10	1000	4000	12,09	56	4,20	1100	3000	13,58
54	4,80	1020	6000	10,73	54	3,90	1020	4000	9,12	56	4,50	1100	3000	15,40
54	5,10	1020	6000	11,65	54	4,20	1020	4000	10,08					
54	3,90	1040	6000	9,48	54	4,50	1020	4000	11,37					
54	4,20	1040	6000	10,55	54	4,80	1020	4000	12,79					
54	4,50	1040	6000	11,62	54	5,10	1020	4000	14,25					
54	4,80	1040	6000	12,69	56	5,10	1020	4000	9,07					
54	5,10	1040	6000	13,76	54	3,60	1040	4000	9,67					
54	3,60	1060	6000	9,97	54	3,90	1040	4000	10,78					
56	4,80	1060	6000	9,11	54	4,20	1040	4000	11,88					
56	5,10	1060	6000	9,89	54	4,50	1040	4000	13,41					
56	4,50	1080	6000	9,74	56	4,80	1040	4000	9,47					
56	4,80	1080	6000	10,64	56	5,10	1040	4000	10,61					
56	5,10	1080	6000	11,53	56	4,50	1060	4000	9,79					
56	3,90	1100	6000	9,27	56	4,80	1060	4000	11,04					
56	4,20	1100	6000	10,29	56	5,10	1060	4000	12,33					
56	4,50	1100	6000	11,31	56	3,90	1080	4000	9,15					
56	4,80	1100	6000	12,32	56	4,20	1080	4000	10,08					
56	5,10	1100	6000	13,33	56	4,50	1080	4000	11,36					
56	3,60	1120	6000	9,59	56	4,80	1080	4000	12,78					
56	3,90	1120	6000	10,74	56	5,10	1080	4000	14,23					
56	4,20	1120	6000	11,89	56	3,60	1100	4000	9,52					
56	4,50	1120	6000	13,04	56	3,90	1100	4000	10,59					
52	3,90	1000	5000	10,07	56	4,20	1100	4000	11,64					
52	4,20	1000	5000	11,18	56	4,50	1100	4000	13,10					
52	4,50	1000	5000	12,29	56	4,80	1100	4000	14,71					
54	4,80	1000	5000	9,57	56	5,10	1100	4000	16,36					

continuación Tabla D. 2. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 10 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 27 m					Radio = 27 m					Radio = 27 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
56	4,50	1080	7000	9,25	54	3,30	1060	5000	9,35	54	4,80	1020	3000	14,97
56	4,80	1080	7000	10,14	54	3,60	1060	5000	10,60	56	4,80	1020	3000	9,77
56	5,10	1080	7000	11,02	56	4,80	1060	5000	9,72	54	5,10	1020	3000	16,64
56	4,20	1100	7000	9,77	56	5,10	1060	5000	10,87	56	5,10	1020	3000	11,00
56	4,50	1100	7000	10,78	56	4,20	1080	5000	9,40	54	3,30	1040	3000	9,41
56	4,80	1100	7000	11,78	56	4,50	1080	5000	10,32	54	3,60	1040	3000	10,55
56	5,10	1100	7000	12,78	56	4,80	1080	5000	11,31	54	3,90	1040	3000	11,99
56	3,60	1120	7000	9,07	56	5,10	1080	5000	12,61	56	4,50	1040	3000	10,04
56	3,90	1120	7000	10,19	56	3,90	1100	5000	9,87	56	4,80	1040	3000	11,36
56	4,20	1120	7000	11,32	56	4,20	1100	5000	10,90	56	5,10	1040	3000	12,72
56	4,50	1120	7000	12,46	56	4,50	1100	5000	11,93	56	4,20	1060	3000	10,22
56	4,80	1120	7000	13,62	56	4,80	1100	5000	13,06	56	4,50	1060	3000	11,64
56	3,30	1140	7000	9,25	56	5,10	1100	5000	14,55	56	4,80	1060	3000	13,12
56	3,60	1140	7000	10,49	56	3,30	1120	5000	9,04	56	5,10	1060	3000	14,63
52	3,90	1000	6000	9,49	56	3,60	1120	5000	10,21	56	3,60	1080	3000	9,02
52	4,20	1000	6000	10,58	56	3,90	1120	5000	11,39	56	3,90	1080	3000	10,25
52	4,50	1000	6000	11,68	56	4,20	1120	5000	12,59	56	4,20	1080	3000	11,81
52	4,80	1000	6000	12,78	52	3,60	1000	4000	9,64	56	4,50	1080	3000	13,42
54	4,80	1000	6000	8,99	52	3,90	1000	4000	10,77	56	4,80	1080	3000	15,06
52	5,10	1000	6000	13,88	52	4,20	1000	4000	11,89	56	5,10	1080	3000	16,75
54	5,10	1000	6000	9,79	52	4,50	1000	4000	13,43	56	3,30	1100	3000	9,32
52	3,60	1020	6000	10,10	54	4,50	1000	4000	9,58	56	3,60	1100	3000	10,42
52	3,90	1020	6000	11,37	54	4,80	1000	4000	10,82	56	3,90	1100	3000	11,81
54	4,50	1020	6000	9,81	54	5,10	1000	4000	12,09	56	4,20	1100	3000	13,58
54	4,80	1020	6000	10,73	54	3,90	1020	4000	9,12	56	4,50	1100	3000	15,40
54	5,10	1020	6000	11,65	54	4,20	1020	4000	10,08					
54	3,90	1040	6000	9,48	54	4,50	1020	4000	11,37					
54	4,20	1040	6000	10,55	54	4,80	1020	4000	12,79					
54	4,50	1040	6000	11,62	54	5,10	1020	4000	14,25					
54	4,80	1040	6000	12,69	56	5,10	1020	4000	9,07					
54	5,10	1040	6000	13,76	54	3,60	1040	4000	9,67					
54	3,60	1060	6000	9,97	54	3,90	1040	4000	10,78					
56	4,80	1060	6000	9,11	54	4,20	1040	4000	11,88					
56	5,10	1060	6000	9,89	54	4,50	1040	4000	13,41					
56	4,50	1080	6000	9,74	56	4,80	1040	4000	9,47					
56	4,80	1080	6000	10,64	56	5,10	1040	4000	10,61					
56	5,10	1080	6000	11,53	56	4,50	1060	4000	9,79					
56	3,90	1100	6000	9,27	56	4,80	1060	4000	11,04					
56	4,20	1100	6000	10,29	56	5,10	1060	4000	12,33					
56	4,50	1100	6000	11,31	56	3,90	1080	4000	9,15					
56	4,80	1100	6000	12,32	56	4,20	1080	4000	10,08					
56	5,10	1100	6000	13,33	56	4,50	1080	4000	11,36					
56	3,60	1120	6000	9,59	56	4,80	1080	4000	12,78					
56	3,90	1120	6000	10,74	56	5,10	1080	4000	14,23					
56	4,20	1120	6000	11,89	56	3,60	1100	4000	9,52					
56	4,50	1120	6000	13,04	56	3,90	1100	4000	10,59					
52	3,90	1000	5000	10,07	56	4,20	1100	4000	11,64					
52	4,20	1000	5000	11,18	56	4,50	1100	4000	13,10					
52	4,50	1000	5000	12,29	56	4,80	1100	4000	14,71					
54	4,80	1000	5000	9,57	56	5,10	1100	4000	16,36					
54	5,10	1000	5000	10,71	56	3,30	1120	4000	9,77					
54	4,20	1020	5000	9,42	52	3,30	1000	3000	9,34					
54	4,50	1020	5000	10,36	52	3,60	1000	3000	10,49					
54	4,80	1020	5000	11,38	52	3,90	1000	3000	11,94					
54	5,10	1020	5000	12,70	54	4,20	1000	3000	9,93					
54	3,60	1040	5000	8,98	54	4,50	1000	3000	11,32					
54	3,90	1040	5000	10,07	54	4,80	1000	3000	12,76					
54	4,20	1040	5000	11,16	54	5,10	1000	3000	14,24					
54	4,50	1040	5000	12,24	56	5,10	1000	3000	9,44					
54	4,80	1040	5000	13,42	54	3,90	1020	3000	10,18					
54	5,10	1040	5000	14,97	54	4,20	1020	3000	11,73					
56	5,10	1040	5000	9,29	54	4,50	1020	3000	13,33					

continuación Tabla D. 3. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 20 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 25 m					Radio = 25 m					Radio = 26 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
52	4,2	1000	6000	9,39	56	4,8	1100	4000	12,60	54	5,1	1000	6000	9,51
52	4,5	1000	6000	10,33	56	5,1	1100	4000	14,00	54	4,5	1020	6000	9,65
52	4,8	1000	6000	11,28	52	3,3	1000	3000	12,40	54	4,8	1020	6000	10,52
52	5,1	1000	6000	12,19	54	4,5	1000	3000	9,60	54	5,1	1020	6000	11,39
52	3,6	1020	6000	9,16	54	4,8	1000	3000	10,80	54	3,9	1040	6000	9,48
54	4,8	1020	6000	9,34	54	5,1	1000	3000	12,00	54	4,2	1040	6000	10,51
54	5,1	1020	6000	10,12	54	3,9	1020	3000	8,96	54	4,5	1040	6000	11,53
54	4,2	1040	6000	9,32	54	4,2	1020	3000	10,10	54	4,8	1040	6000	12,55
54	4,5	1040	6000	10,23	54	4,5	1020	3000	11,40	54	5,1	1040	6000	13,56
54	4,8	1040	6000	11,13	54	4,8	1020	3000	12,80	56	5,1	1060	6000	9,56
54	5,1	1040	6000	12,03	54	5,1	1020	3000	14,20	56	4,5	1080	6000	9,52
56	4,8	1080	6000	9,21	56	5,1	1020	3000	9,10	56	4,8	1080	6000	10,36
56	5,1	1080	6000	9,95	56	4,8	1040	3000	9,50	56	5,1	1080	6000	11,19
56	4,2	1100	6000	9,02	56	5,1	1040	3000	10,60	56	3,9	1100	6000	9,20
56	4,5	1100	6000	9,88	56	4,5	1060	3000	9,80	56	4,2	1100	6000	10,17
56	4,8	1100	6000	10,73	56	4,8	1060	3000	11,04	56	4,5	1100	6000	11,13
56	5,1	1100	6000	11,57	56	5,1	1060	3000	12,30	56	4,8	1100	6000	12,08
56	3,9	1120	6000	9,53	56	3,9	1080	3000	8,96	56	5,1	1100	6000	13,03
56	4,2	1120	6000	10,51	56	4,2	1080	3000	10,10	56	3,6	1120	6000	9,65
56	4,5	1120	6000	11,51	56	4,5	1080	3000	11,40	56	3,9	1120	6000	10,75
52	3,9	1000	5000	9,00	56	4,8	1080	3000	12,80	56	4,2	1120	6000	11,87
52	4,2	1000	5000	10,00	56	5,1	1080	3000	14,10	52	3,6	1000	5000	9,11
52	4,5	1000	5000	10,90	56	3,6	1100	3000	9,50	52	3,9	1000	5000	10,19
52	4,8	1000	5000	11,90	56	3,9	1100	3000	10,40	52	4,2	1000	5000	11,27
54	5,1	1000	5000	9,10	56	4,2	1100	3000	11,80	52	4,5	1000	5000	12,34
54	4,5	1020	5000	9,10	56	4,5	1100	3000	13,30	54	4,8	1000	5000	9,30
54	4,8	1020	5000	9,90	56	4,8	1100	3000	14,80	54	5,1	1000	5000	10,24
54	5,1	1020	5000	10,90	56	5,1	1100	3000	16,40	54	4,2	1020	5000	9,36
54	3,9	1040	5000	9,00						54	4,5	1020	5000	10,25
54	4,2	1040	5000	9,90						54	4,8	1020	5000	11,13
54	4,5	1040	5000	10,80						54	5,1	1020	5000	12,23
54	4,8	1040	5000	11,80						54	3,6	1040	5000	9,09
54	5,1	1040	5000	12,90						54	3,9	1040	5000	10,14
56	5,1	1060	5000	9,20						54	4,2	1040	5000	11,18
56	4,5	1080	5000	9,00						54	4,5	1040	5000	12,22
56	4,8	1080	5000	9,80						56	4,8	1060	5000	9,39
56	5,1	1080	5000	10,70						56	5,1	1060	5000	10,33
56	4,2	1100	5000	9,60						56	4,2	1080	5000	9,27
56	4,5	1100	5000	10,50						56	4,5	1080	5000	10,13
56	4,8	1100	5000	11,40						56	4,8	1080	5000	10,98
56	5,1	1100	5000	12,50						56	5,1	1080	5000	12,05
56	3,6	1120	5000	9,18						56	3,9	1100	5000	9,85
56	3,9	1120	5000	10,19						56	4,2	1100	5000	10,83
56	4,2	1120	5000	11,22						56	4,5	1100	5000	11,81
52	3,9	1000	4000	9,80						56	4,8	1100	5000	12,78
52	4,2	1000	4000	10,70						56	5,1	1100	5000	14,02
54	4,8	1000	4000	9,20						56	3,3	1120	5000	9,23
54	5,1	1000	4000	10,30						56	3,6	1120	5000	10,36
54	4,2	1020	4000	8,96						52	3,6	1000	4000	9,90
54	4,5	1020	4000	9,80						54	4,5	1000	4000	9,22
54	4,8	1020	4000	10,98						54	4,8	1000	4000	10,36
54	5,1	1020	4000	12,20						54	5,1	1000	4000	11,52
54	3,9	1040	4000	9,70						54	3,9	1020	4000	9,16
54	4,2	1040	4000	10,60						54	4,2	1020	4000	10,08
56	4,8	1060	4000	9,40						54	4,5	1020	4000	11,02
56	5,1	1060	4000	10,40						54	4,8	1020	4000	12,34
56	4,2	1080	4000	8,96						54	5,1	1020	4000	13,71
56	4,5	1080	4000	9,70						54	3,6	1040	4000	9,88
56	4,8	1080	4000	10,90						54	3,9	1040	4000	10,96
56	5,1	1080	4000	12,00						56	4,8	1040	4000	8,97
56	4,2	1100	4000	10,30						56	5,1	1040	4000	10,00
56	4,5	1100	4000	11,30						56	4,5	1060	4000	9,36

continuación Tabla D. 3. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 20 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 26 m					Radio = 27 m					Radio = 27 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
56	4,8	1060	4000	10,50	56	4,2	1100	7000	10,78	54	4,8	1000	4000	11,58
56	5,1	1060	4000	11,68	56	4,5	1100	7000	11,84	54	5,1	1000	4000	12,88
56	3,9	1080	4000	9,12	56	4,8	1100	7000	12,90	54	3,6	1020	4000	9,24
56	4,2	1080	4000	10,01	56	5,1	1100	7000	13,95	54	3,9	1020	4000	10,27
56	4,5	1080	4000	10,93	56	3,3	1120	7000	9,01	54	4,2	1020	4000	11,29
56	4,8	1080	4000	12,23	56	3,6	1120	7000	10,19	54	4,5	1020	4000	12,34
56	5,1	1080	4000	13,57	52	3,6	1000	6000	9,53	54	4,8	1020	4000	13,82
56	3,6	1100	4000	9,64	52	3,9	1000	6000	10,71	54	5,1	1020	4000	15,35
56	3,9	1100	4000	10,66	52	4,2	1000	6000	11,89	56	5,1	1020	4000	9,50
56	4,2	1100	4000	11,67	52	4,5	1000	6000	13,10	56	4,8	1040	4000	10,02
56	4,5	1100	4000	12,72	54	4,5	1000	6000	8,98	56	5,1	1040	4000	11,17
56	3,3	1100	3000	9,61	54	4,8	1000	6000	9,82	56	4,2	1060	4000	9,57
54	4,2	1000	3000	9,55	54	5,1	1000	6000	10,65	56	4,5	1060	4000	10,47
54	4,5	1000	3000	10,82	54	4,2	1020	6000	9,84	56	4,8	1060	4000	11,74
54	4,8	1000	3000	12,12	54	4,5	1020	6000	10,82	56	5,1	1060	4000	13,04
54	5,1	1000	3000	13,47	54	4,8	1020	6000	11,80	56	3,6	1080	4000	9,22
54	3,6	1020	3000	9,13	54	5,1	1020	6000	12,76	56	3,9	1080	4000	10,22
54	3,9	1020	3000	10,07	54	3,6	1040	6000	9,50	56	4,2	1080	4000	11,21
54	4,2	1020	3000	11,38	54	3,9	1040	6000	10,64	56	4,5	1080	4000	12,23
54	4,5	1020	3000	12,86	54	4,2	1040	6000	11,79	56	4,8	1080	4000	13,68
56	4,8	1020	3000	9,11	56	5,1	1040	6000	9,09	56	5,1	1080	4000	15,17
56	5,1	1020	3000	10,20	56	4,5	1060	6000	9,07	56	3,3	1100	4000	9,66
56	4,5	1040	3000	9,47	56	4,8	1060	6000	9,90	56	3,6	1100	4000	10,81
56	4,8	1040	3000	10,65	56	5,1	1060	6000	10,71	54	3,9	1000	3000	9,42
56	5,1	1040	3000	11,86	56	4,2	1080	6000	9,73	54	4,2	1000	3000	10,67
56	4,2	1060	3000	9,75	56	4,5	1080	6000	10,68	54	4,5	1000	3000	12,08
56	4,5	1060	3000	11,04	56	4,8	1080	6000	11,61	54	4,8	1000	3000	13,53
56	4,8	1060	3000	12,37	56	5,1	1080	6000	12,54	54	5,1	1000	3000	15,02
56	5,1	1060	3000	13,74	56	3,6	1100	6000	9,24	56	5,1	1000	3000	9,70
56	3,6	1080	3000	9,14	56	3,9	1100	6000	10,32	54	3,3	1020	3000	9,15
56	3,9	1080	3000	10,06	56	4,2	1100	6000	11,40	54	3,6	1020	3000	10,22
56	4,2	1080	3000	11,36	56	4,5	1100	6000	12,48	54	3,9	1020	3000	11,27
56	4,5	1080	3000	12,83	56	4,8	1100	6000	13,55	54	4,2	1020	3000	12,74
56	4,8	1080	3000	14,33	56	5,1	1100	6000	14,61	54	4,5	1020	3000	14,40
56	5,1	1080	3000	15,89	56	3,3	1120	6000	9,62	56	4,5	1020	3000	9,00
					52	3,3	1000	5000	9,03	56	4,8	1020	3000	10,16
					52	3,6	1000	5000	10,23	56	5,1	1020	3000	11,36
					52	3,9	1000	5000	11,44	56	4,2	1040	3000	9,30
					54	4,5	1000	5000	9,57	56	4,5	1040	3000	10,56
					54	4,8	1000	5000	10,42	56	4,8	1040	3000	11,87
					54	5,1	1000	5000	11,47	56	5,1	1040	3000	13,22
					54	3,9	1020	5000	9,49	56	3,9	1060	3000	9,63
					54	4,2	1020	5000	10,49	56	4,2	1060	3000	10,89
					54	4,5	1020	5000	11,48	56	4,5	1060	3000	12,33
					54	4,8	1020	5000	12,46	56	4,8	1060	3000	13,80
					54	5,1	1020	5000	13,69	56	5,1	1060	3000	15,32
					54	3,3	1040	5000	9,03	56	3,3	1080	3000	9,18
					54	3,6	1040	5000	10,20	56	3,6	1080	3000	10,23
					56	5,1	1040	5000	9,85	56	3,9	1080	3000	11,25
					56	4,5	1060	5000	9,68	56	4,2	1080	3000	12,70
					56	4,8	1060	5000	10,51	56	4,5	1080	3000	14,34
					56	5,1	1060	5000	11,56	56	4,8	1080	3000	16,02
					56	3,9	1080	5000	9,42	56	5,1	1080	3000	17,76
					56	4,2	1080	5000	10,39					
					56	4,5	1080	5000	11,35					
					56	4,8	1080	5000	12,29					
					56	5,1	1080	5000	13,49					
					56	3,6	1100	5000	9,94					
					56	3,9	1100	5000	11,04					
					56	4,2	1100	5000	12,15					
					54	4,2	1000	4000	9,42					
					54	4,5	1000	4000	10,32					

Sobrepresión de la cámara magmática= 30 MPa

Tabla D.4. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 30 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 20 m					Radio = 23 m					Radio = 25 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
54	5,1	1040	3000	9,25	56	5,1	1060	3000	10,10	52	4,2	1000	7000	9,87
56	5,1	1100	3000	8,97	56	4,5	1080	3000	9,50	52	4,5	1000	7000	10,86
					56	4,8	1080	3000	10,60	52	4,8	1000	7000	11,88
					56	5,1	1080	3000	11,70	52	5,1	1000	7000	12,88
										54	4,8	1020	7000	9,68
										54	5,1	1020	7000	10,48
										54	4,2	1040	7000	9,73
										54	4,5	1040	7000	10,69
										54	4,8	1040	7000	11,66
										54	5,1	1040	7000	12,61
										56	4,8	1080	7000	9,45
										56	5,1	1080	7000	10,22
										56	4,2	1100	7000	9,34
										56	4,5	1100	7000	10,23
										56	4,8	1100	7000	11,11
										56	5,1	1100	7000	11,99
										52	3,9	1000	6000	9,47
										54	5,1	1000	6000	9,16
										54	4,5	1020	6000	9,40
										54	4,8	1020	6000	10,22
										54	5,1	1020	6000	11,03
										54	3,9	1040	6000	9,37
										54	4,2	1040	6000	10,35
										54	4,5	1040	6000	11,33
										56	5,1	1060	6000	9,16
										56	4,5	1080	6000	9,21
										56	4,8	1080	6000	10,00
										56	5,1	1080	6000	10,77
										56	3,9	1100	6000	9,01
										56	4,2	1100	6000	9,93
										56	4,5	1100	6000	10,84
										56	4,8	1100	6000	11,75
										56	5,1	1100	6000	12,63
										54	4,8	1000	5000	9,02
										54	5,1	1000	5000	9,70
										54	4,2	1020	5000	9,20
										54	4,5	1020	5000	10,00
										54	4,8	1020	5000	10,90
										54	5,1	1020	5000	11,70
										54	3,6	1040	5000	9,10
										54	3,9	1040	5000	10,10
										56	4,8	1060	5000	9,10
										56	5,1	1060	5000	9,80
										56	4,2	1080	5000	9,04
										56	4,5	1080	5000	9,90
										56	4,8	1080	5000	10,60
										56	5,1	1080	5000	11,40
										56	3,9	1100	5000	9,70
										56	4,2	1100	5000	10,60
										54	4,5	1000	4000	8,98
										54	4,8	1000	4000	9,86
										54	5,1	1000	4000	10,90
										54	3,9	1020	4000	9,10
										54	4,2	1020	4000	9,97
										54	4,5	1020	4000	10,80
										54	4,8	1020	4000	11,80
										54	5,1	1020	4000	13,10
										56	5,1	1040	4000	9,40
										56	4,5	1060	4000	9,10
										56	4,8	1060	4000	9,90
										56	5,1	1060	4000	11,00
										56	3,9	1080	4000	8,99

continuación Tabla D.4. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 30 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 25 m					Radio = 26 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
56	4,2	1080	4000	9,83	56	4,5	1080	6000	10,40
56	4,5	1080	4000	10,60	56	4,8	1080	6000	11,28
56	4,8	1080	4000	11,60	56	5,1	1080	6000	12,15
56	5,1	1080	4000	12,90	56	3,6	1100	6000	9,16
54	4,2	1000	3000	9,14	56	3,9	1100	6000	10,19
54	4,5	1000	3000	10,30	56	4,2	1100	6000	11,22
54	4,8	1000	3000	11,50	56	4,5	1100	6000	12,24
54	5,1	1000	3000	12,70	52	3,3	1000	5000	9,18
54	3,6	1020	3000	9,21	54	4,5	1000	5000	9,37
56	5,1	1020	3000	9,45	54	4,8	1000	5000	10,16
56	4,8	1040	3000	9,96	54	5,1	1000	5000	10,97
56	5,1	1040	3000	11,05	54	3,9	1020	5000	9,41
56	4,2	1060	3000	9,30	54	4,2	1020	5000	10,37
56	4,5	1060	3000	10,40	54	4,5	1020	5000	11,32
56	4,8	1060	3000	11,60	54	4,8	1020	5000	12,25
56	5,1	1060	3000	12,80	54	5,1	1020	5000	13,21
56	3,6	1080	3000	9,13	54	3,3	1040	5000	9,13
56	3,9	1080	3000	10,01	56	5,1	1040	5000	9,32
56	4,2	1080	3000	10,90	56	4,5	1060	5000	9,42
56	4,5	1080	3000	12,20	56	4,8	1060	5000	10,20
					56	5,1	1060	5000	10,99
					56	3,9	1080	5000	9,28
					56	4,2	1080	5000	10,21
					56	4,5	1080	5000	11,11
					56	4,8	1080	5000	12,00
					56	5,1	1080	5000	12,90
					56	3,6	1100	5000	9,91
					56	3,9	1100	5000	10,98
					54	4,2	1000	4000	9,30
					54	4,5	1000	4000	10,12
					54	4,8	1000	4000	11,10
					54	5,1	1000	4000	12,29
					54	3,6	1020	4000	9,27
					54	3,9	1020	4000	10,27
					54	4,2	1020	4000	11,25
					54	4,5	1020	4000	12,21
					56	4,8	1040	4000	9,50
					56	5,1	1040	4000	10,54
					56	4,2	1060	4000	9,40
					56	4,5	1060	4000	10,21
					56	4,8	1060	4000	11,18
					56	5,1	1060	4000	12,37
					56	3,6	1080	4000	9,19
					56	3,9	1080	4000	10,14
					56	4,2	1080	4000	11,08
					56	4,5	1080	4000	12,00
					56	4,8	1080	4000	13,13
					56	5,1	1080	4000	14,53
					54	3,9	1000	3000	9,42
					54	4,2	1000	3000	10,29
					54	4,5	1000	3000	11,58
					54	4,8	1000	3000	12,91
					54	5,1	1000	3000	14,27
					56	5,1	1000	3000	9,01
					56	4,8	1020	3000	9,51
					56	5,1	1020	3000	10,59
					56	4,5	1040	3000	9,99
					56	4,8	1040	3000	11,17
					56	5,1	1040	3000	12,38
					56	3,9	1060	3000	9,57
					56	4,2	1060	3000	10,43
					56	4,5	1060	3000	11,74

continuación Tabla D.4. Resultados de las modelizaciones para obtener la tasa eruptiva con los parámetros preeruptivos especificados, con respecto al radio del conducto volcánico, con una sobrepresión de 30 MPa. Xi=contenido inicial de cristales (vol.%), H₂O= contenido inicial de agua disuelta (wt%), T= temperatura del magma (°C), H= profundidad del techo de la cámara magmática (m), T.E.= tasa eruptiva (x10⁷ kg/s).

Radio = 26 m					Radio = 27 m				
Xi	H ₂ O	T	H	T.E.	Xi	H ₂ O	T	H	T.E.
56	4,8	1060	3000	13,08	54	3,6	1020	5000	9,50
56	5,1	1060	3000	14,45	54	3,9	1020	5000	10,58
56	3,3	1080	3000	9,30	54	4,2	1020	5000	11,66
56	3,6	1080	3000	10,32	54	4,5	1020	5000	12,72
56	3,9	1080	3000	11,32	54	4,8	1020	5000	13,77
					56	4,8	1040	5000	9,67
					56	5,1	1040	5000	10,45
					56	4,2	1060	5000	9,68
					56	4,5	1060	5000	10,57
					56	4,8	1060	5000	11,44
					56	5,1	1060	5000	12,32
					56	3,6	1080	5000	9,40
					56	3,9	1080	5000	10,44
					56	4,2	1080	5000	11,46
					56	4,5	1080	5000	12,48
					56	4,8	1080	5000	13,47
					56	5,1	1080	5000	14,50
					56	3,3	1100	5000	9,96
					54	3,9	1000	4000	9,50
					54	4,2	1000	4000	10,43
					54	4,5	1000	4000	11,35
					54	4,8	1000	4000	12,44
					54	5,1	1000	4000	13,77
					54	3,3	1020	4000	9,29
					54	3,6	1020	4000	10,43
					54	3,9	1020	4000	11,55
					56	4,8	1020	4000	8,98
					56	5,1	1020	4000	9,99
					56	4,5	1040	4000	9,68
					56	4,8	1040	4000	10,63
					56	5,1	1040	4000	11,79
					56	3,9	1100	7000	11,87
					56	4,5	1100	7000	13,00
					52	3,3	1000	6000	9,51
					54	4,5	1000	6000	9,83
					54	4,8	1000	6000	10,71
					54	5,1	1000	6000	11,59
					54	3,9	1020	6000	9,82
					54	4,2	1020	6000	10,87
					54	4,5	1020	6000	11,92
					54	4,8	1020	6000	12,95
					54	5,1	1020	6000	13,99
					54	3,3	1040	6000	9,46
					54	3,6	1040	6000	10,70
					56	4,8	1040	6000	9,04
					56	5,1	1040	6000	9,78
					56	4,2	1060	6000	8,99
					56	4,5	1060	6000	9,87
					56	4,8	1060	6000	10,73
					56	5,1	1060	6000	11,58
					56	3,9	1080	6000	9,67
					56	4,2	1080	6000	10,68
					56	4,5	1080	6000	11,68
					56	4,8	1080	6000	12,66
					56	5,1	1080	6000	13,63
					56	3,3	1100	6000	9,16
					56	3,6	1100	6000	10,31
					56	3,9	1100	6000	11,47
					54	4,2	1000	5000	9,60
					54	4,5	1000	5000	10,51
					54	4,8	1000	5000	11,40
					54	5,1	1000	5000	12,30