



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

CARACTERIZACIÓN DE LA CRISTALIZACIÓN POSTERUPTIVA DE LA
COLADA DE LAVA DE 1971 DEL VOLCÁN VILLARRICA MEDIANTE EL ANÁLISIS DE
DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO
EXEQUIEL IGNACIO VARELA MOREIRA

PROFESOR GUÍA:
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:

MIGUEL ANGEL PARADA REYES
FRANCISCO GUTIÉRREZ FERRER

Este trabajo ha sido financiado por el centro de excelencia en geotermia de los
Andes, CEGA.

SANTIAGO DE CHILE

2017

**Resumen de la memoria para optar
al título de: Geólogo.**

Por: Exequiel Varela Moreira.

Fecha: 2017

Profesor Guía: Ángelo Castruccio

**“CARACTERIZACIÓN DE LA CRISTALIZACIÓN POSTERUPTIVA DE LA COLADA DE LAVA
DE 1971 DEL VOLCÁN VILLARRICA MEDIANTE EL ANÁLISIS POR CRYSTAL SIZE DISTRIBUTION”**

La erupción de 1971 del volcán Villarrica tuvo una duración de dos días en los cuales se produjeron dos coladas de lava que fluyeron por el Valle pedregoso y por el valle del Chaillupén, con extensiones de 6 y 14 km, respectivamente. La actividad previa estuvo marcada por desgasificación aproximada de dos meses. El flujo de lava más extenso (valle del Chaillupén) constituyó una colada de tipo Aa. Esta colada fue muestreada con la intención de establecer una relación entre la cristalización sin-posteruptiva y la desgasificación.

Para este estudio se extrajeron muestras de distintos horizontes verticales y de dos lugares distintos del flujo. Uno proximal en un levee y otro distal en un frente de lava. De estas muestras se obtuvieron imágenes de piroxenos, plagioclasas y óxidos de hierro-titanio mediante un microscopio electrónico de barrido FEIQuanta 200MK2 SEM. Para la caracterización de las vesículas se utilizaron imágenes fotográficas de las muestras. Las imágenes fueron modificadas mediante el software INCA y analizadas utilizando el software JMicroVision y CSD corrections.

Se encontraron CSD convexos en las fases de plagioclasa y piroxenos, no así en la de óxidos de hierro. Los BSDs presentan convexidades más pronunciadas, con poblaciones de vesículas considerablemente menores que los CSDs. Para analizar estos CSDs se utilizaron diagramas bilogarítmicos y de función de distribución acumulada.

Los diagramas de distribución de cristales utilizados permiten señalar que la distribución de plagioclasas en ambos set es fractal mientras que la de piroxeno es lognormal. En el caso de plagioclasa, las dimensiones fractales encontradas se condicen con una fuerte correlación entre las variables involucradas (log tamaño-log población) y una baja complejidad.

La tasa de crecimiento utilizada entrega tiempos que se adecúan al escenario geológico ocurrido en la erupción del volcán Villarrica. Por otro lado, los BSDs permiten comprender el principal mecanismo de crecimiento de burbujas en la colada de lava, siendo este la coalescencia. Si bien las poblaciones de plagioclasa y vesículas siguen distribuciones fractales dadas por una ley potencia, no es posible establecer ninguna relación temporal significativa entre ambas, para sortear este problema se proponen dos alternativas, aumentar el tamaño de las vesículas estudiadas y disminuir el tamaño de cristales a un valor cinéticamente significativo.

Agradecimientos

Agradezco al Centro de Excelencia en Geotermia de Los Andes (CEGA), proyecto FONDAP N° 15090013 por el financiamiento de esta tesis donde se incluyeron terrenos, costos de tratamiento de muestras y uso del microscopio de barrido electrónico del departamento de Geología de la Universidad de Chile.

Al profesor Ángel Castruccio Álvarez, profesor guía de esta tesis, por su apoyo e increíble paciencia. Al profesor Francisco Gutiérrez Ferrer por la ayuda y consejos entregados y al profesor Miguel Ángel Parada Reyes por participar en este trabajo. Por todo esto, les agradezco enormemente.

Quiero agradecer a todos quienes participaron directa o indirectamente en el desarrollo de esta memoria y haberme apoyado en el camino a convertirme en Geólogo. A mis amigos Camilo, Jaime, Nicolás, Manuel, Leonardo, Claudio, Florencia, Daniela, Gabriela, Carolina. A mi familia por apoyarme en todo momento, a mi hija por armarse de paciencia cuando quería jugar conmigo y le explicaba que no podía porque estaba escribiendo esta memoria y a mi polola por haberme brindado siempre el abrazo necesario para seguir adelante.

En especial agradezco a Blanca por haber hecho lo imposible para ayudarme a terminar la memoria con los trámites administrativos, a don Carlos por siempre darme ánimo y a Rosa por haberme ayudado en los pequeños detalles que necesité.

Este ha sido un gran trabajo que sin las personas nombradas no habría sido posible terminar.

TABLA DE CONTENIDO

TABLA DE CONTENIDO	IV
ÍNDICE DE TABLAS	IX
Capítulo 1	1
1. Introducción.....	1
1.1 Antecedentes Generales	1
1.2 Planteamiento del problema.....	1
1.3 Hipótesis de Trabajo	1
1.4 Objetivos	2
1.5 Metodología General.....	2
1.6 Zona de estudio	3
1.7 Limitaciones	3
1.8 Estudios Anteriores	4
Marco Geológico.....	5
1.1 Rocas Estratificadas.....	5
1.2 2 Rocas Plutónicas.....	6
1.3 Volcán Villarrica	6
1.4 Centros volcánicos Adventicios (Holoceno tardío).....	8
1.5 Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos.....	8
1.6 Erupción de 1971	10
2. Marco Teórico CSD	11
2.1 Ecuación de Avrami	11
2.2 Balance de población	12
2.3 Crystal Size Distribution (CSD).....	12
2.4 Aplicaciones del método CSD	14
2.5 Tasas cinéticas	15
2.6 Radio Crítico	16
2.7 Bubble/Vesicle Size Distribution (BSD/VSD)	17
1. Resultados	21
1.1 Introducción.....	21
1.2 Caracterización de los Depósitos	21
1.2.1 Levee	22

1.2.2 Frente.....	22
1.3 Criterios de selección de Microlitos	24
1.4 BSD.....	29
1.5 CSDs Plagioclasa.....	31
1.6 CSDs Piroxenos	34
1.7 Óxidos de Hierro - Titanio.....	37
1.8 Resumen de Resultados	38
2. Discusiones	39
2.1 Introducción.....	39
2.2 Contrastes Vesiculares.....	39
2.3 Variaciones Cinéticas Cristalinas.....	44
2.3.1 Plagioclasa.....	44
2.3.2 Diagramas CSDs y Distribución de tamaño de Cristales	46
2.3.3 Piroxenos	50
2.3.4 Óxidos de Hierro-Titanio.....	51
2.4 Pendiente vs tamaño.....	51
2.4.1 Pendiente vs tamaño plagioclasa	52
2.4.2 Tasas de crecimiento	52
2.5 Tiempos de cristalización	54
2.6 Resumen de Discusiones	56
3. Conclusiones	58
4. Anexo	59
4.1 CSD Compuestos.....	59
4.1.1 Frente.....	59
4.1.2 Levee	67
5. Bibliografía	75

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. UBICACIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO. LOS ESTRATOVOLCANES ESTÁN DEMARCADOS POR TRIÁNGULOS (WITTER ET AL. 2004).	4
FIGURA 2. MAPA CONCEPTUAL DE LA ZONA DE ESTUDIO. MODIFICADO DE MORENO Y CLAVERO (2006).	9
FIGURA 3. ERUPCIÓN VOLCÁN VILLARRICA. A. 29 DE DICIEMBRE, FISURA EN AMBOS FLANCOS DEL VOLCÁN, FOTOGRAFIADA DESDE VILLARRICA, B. 29 DE DICIEMBRE, DETALLE DE LA FISURA, EL CRÁTER Y LA ALTURA DE LA CORTINA DE LAVA, C. COLADA DE LAVA TIPO AA DESPLAZÁNDOSE POR EL VALLE DEL CHAILLUPÉN. D. 30 DE DICIEMBRE, FASE MENGUANTE DE LA ERUPCIÓN EXPLOSIVA. SOLO SE OBSERVAN GRANDES CANTIDADES DE GASES Y MATERIAL PARTICULADO. PROYECTO DE OBSERVACIÓN VILLARRICA INTERNET, POVI. HTTP:WWW.POVI.CL. CONSULTA: 31 MAYOR 2016.	10
FIGURA 4. EVOLUCIÓN PROGRESIVA DE CSD, MARSH 1998. SE PUEDE APRECIAR LA EVOLUCIÓN PROGRESIVA DESDE IZQUIERDA A DERECHA. EN UN TIEMPO T_1 SE OBTIENE UN TAMAÑO DE CRISTAL L_1 , CUANDO TRANSCURRE UN TIEMPO T_2 ESTA POBLACIÓN DE CRISTALES CONTINÚA CRECIENDO HASTA ALCANZAR UN TAMAÑO L_2 , ADEMÁS SE NUCLEA UNA NUEVA POBLACIÓN, EXPONENCIALMENTE MÁS NUMEROSA QUE LA ANTERIOR, ESTE PROCESO SE REPITE VARIAS VECES.	13
FIGURA 5. ARMIENTI 2008, SE OBSERVA EL COMPORTAMIENTO PARCELADO DE LAS DISTINTAS POBLACIONES QUE SE NUCLEARON BAJO DISTINTOS EVENTOS. EN EL COMPORTAMIENTO A SE OBSERVA A LOS PRIMEROS CRISTALES QUE SE NUCLEARON EN LA CÁMARA MAGMÁTICA CON UN BAJO UNDERCOOLING, LA TENDENCIA B Y C RESPONDE AL ASCENSO DEL MAGMA, CARACTERIZADO POR UN AUMENTO EN LA NUCLEACIÓN Y LA TENDENCIA D, QUE CORRESPONDE, POSIBLEMENTE, AL EMPLAZAMIENTO Y ENFRIAMIENTO DE LAVA.....	15
FIGURA 6. DEL SEGMENTO SEÑALADO, EL INVERSO DE LA PENDIENTE SERÍA EL PRODUCTO DE $-GT$, POR OTRO LADO, EL PUNTO MEDIO EN EL EJE Y DE ESE SEGMENTO SERÍA UN VALOR APROXIMADO DE LA TASA DE NUCLEACIÓN PARA ESA POBLACIÓN PARTICULAR.....	16
FIGURA 7. SE PUEDE OBSERVAR LA VARIACIÓN DEL RADIO CRÍTICO. EN EL EJE DE LAS ABCISAS SE ENCUENTRA EL RADIO DE LOS EMBRIONES – NÚCLEOS, MIENTRAS QUE EN EL EJE DE LAS ORDENADAS, ESTÁ LA ENERGÍA LIBRE (BEST 2003).	16
FIGURA 8. GRÁFICO DEL RADIO CRÍTICO VERSUS LA TEMPERATURA. DONDE $T_1 > T_2$. SE PUEDE OBSERVAR COMO VARIARÁ EL RADIO CRÍTICO DEPENDIENDO DEL UNDERCOOLING IMPUESTO A SISTEMA. A MEDIDA QUE AUMENTA EL UNDERCOOLING EL RADIO CRÍTICO DISMINUYE, LO CUAL SE REFLEJA EN UN MAYOR NÚMERO DE NÚCLEOS DE UN TAMAÑO REDUCIDO (BEST 2003).	17
FIGURA 9. (CROSS ET AL, 2012). A) ESQUEMA BÁSICO DE LA INFORMACIÓN QUE PUEDE SER OBTENIDA DESDE UN VSD. B) Y C) SEÑALAN DOS OBSERVACIONES CUALITATIVAS EN LOS PROCESOS DE VESICULACIÓN. AUMENTO DE LA DENSIDAD DE NUCLEACIÓN Y AUMENTO EN EL TIEMPO DE RESIDENCIA.	18
FIGURA 10. (GAONAC'H 1996A) RELACIÓN ENTRE $\log(N(V))$ VS $\log V$. SE PUEDE OBSERVAR LOS PROCESOS DOMINANTES EN DISTINTOS RANGOS DE TAMAÑOS.	19
FIGURA 11. A) SE SEÑALA EL ÁREA ABARCADA POR EL FLUJO SUR DE LAVA DE LA ERUPCIÓN DE 1971, SEÑALADO EN ROJO SE MUESTRAN AMBOS PUNTOS DE EXTRACCIÓN DE LAS MUESTRAS. B) PARED SELECCIONADA DEL LEVEE, SE SEÑALAN LOS DISTINTOS HORIZONTES DONDE SE EXTRAJERON LAS MUESTRAS. C) SEGMENTACIÓN HORIZONTAL DEL FRENTE	21
FIGURA 12. A) HORIZONTE BRECHOZO OXIDADO BASAL, B) EN ORDEN ASCENDENTE, HORIZONTE TRANSICIONAL, HORIZONTE MASIVO Y TECHO.....	22
FIGURA 13. FOTOMICROGRAFÍAS DE LAS MUESTRAS L1 Y L5. LA IMAGEN A FUE TOMADA EN UN MICROSCOPIO DE BARRIDO ELECTRONES RETRODISPERSADOS (BSEM) MIENTRAS QUE LA FIGURA B FUE TOMADA POR UN SCANNER A UN CORTE TRANSPARENTE (LA LÍNEA AMARRILLA CORRESPONDE A 13 MM).	23
FIGURA 14. A IMAGEN A 600X DE AUMENTO (L3), LA LÍNEA AMARILLA REFLEJA UNA ESCALA DE 200UM. IMAGEN ORIGINAL OBTENIDA POR BSEM, IMÁGENES B Y C CORRESPONDE A POBLACIÓN DE PLAGIOCLASAS Y	

POBLACIÓN DE PIROXENOS, RESPECTIVAMENTE, MARCADAS CON COLOR ROJO MEDIANTE SOFTWARE INCA.	25
FIGURA 15. IMAGEN DE PLAGIOCLASA (L5) A 600X DE AUMENTO (LA BASE CORRESPONDE A 200 UM). EN LA IMAGEN IZQUIERDA UN SOLO CRISTAL FUE RECONOCIDO, EN LA IMAGEN DERECHA, EL SOFTWARE RECONOCE COMO UN CRISTAL A TODOS LOS CRISTALES EN LA VECINDAD DEL CRISTAL ORIGINAL.....	26
FIGURA 16. IMAGEN DE PIROXENO (L1) A 600X DE AUMENTO (LA BASE CORRESPONDE A 200 UM). EN A SE RECONOCE UN CRISTAL CON EL UMBRAL ADECUADO, NO OBSTANTE EN B SE OBSERVA EL MISMO EFECTO PREVIAMENTE DESCRITO, DONDE VARIOS CRISTALES SON RECONOCIDOS COMO UNO SOLO.	26
FIGURA 17. SELECCIÓN DE OBJETOS. A: SE HA SELECCIONADO TODO EL RANGO DE COLOR DISPONIBLE, DESDE NEGRO HASTA ROJO CLARO. B: SE HA SELECCIONADO UN RANGO ACOTADO DE COLOR, PROCURANDO MANTENER LA MAYOR CANTIDAD DE INDIVIDUALIDADES DE CRISTALES DE PLAGIOCLASA. LA LÍNEA AMARILLA CORRESPONDE A 200UM	27
FIGURA 18. CSD COMPARATIVO ENTRE LA SELECCIÓN DEL 100% DE PLAGIOCLASA EXISTENTE EN LAS MUESTRAS (REAL) VS UN PORCENTAJE INFERIOR QUE ELIMINA GRAN PARTE DE LA ADICIÓN DE CRISTALES (TOTAL)	27
FIGURA 19. VESÍCULAS DEFORMADAS POR CIZALLE DEL FLUJO DEBIDO AL DESPLAZAMIENTO. EN AMARILLO SE OBSERVA LA UNIÓN DE BURBUJAS ALARGADAS DEBIDO A ESTA DEFORMACIÓN (EFECTO DE COALESCENCIA)	28
FIGURA 20. BSD/VSD DE LA SERIE DEL FRENTE DE LAVA	29
FIGURA 21. BSD/VSD FIGURA ANTERIOR AUMENTADO. SOLO SE MUESTRAN LOS TAMAÑOS DESDE 0 HASTA 3 MM.	29
FIGURA 22. BSD/VSD DE LA SERIE DEL LEVEE DE LAVA.....	30
FIGURA 23. BSD/VSD FIGURA ANTERIOR AUMENTADO. SOLO SE MUESTRAN LOS TAMAÑOS DESDE 0 HASTA 3 MM.	31
FIGURA 24. VARIACIÓN DEL TAMAÑO MÁXIMO DE VESÍCULA SEGÚN HORIZONTE.....	31
FIGURA 25. DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES DE PLAGIOCLASAS DE LA SERIE DEL FRENTE. (VER FIGURAS 56-60 DEL MATERIAL COMPLEMENTARIO).....	31
FIGURA 26. DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES DE PLAGIOCLASAS DE LA SERIE DEL LEVEE. (VER FIGURAS 71-75 DEL MATERIAL COMPLEMENTARIO).....	32
FIGURA 27. FIGURA 25 AUMENTADO, MOSTRANDO SOLO EL RANGO DE TAMAÑOS DE 0 HASTA 0,1 MM. SE SEÑALA CON LA LÍNEA SEGMENTADA EL TAMAÑO CRÍTICO DE CRISTAL DONDE SE PUEDEN SEGMENTAR LAS DOS CURVAS.....	33
FIGURA 28. FIGURA 26 AUMENTADO, MOSTRANDO SOLO EL RANGO DE TAMAÑOS DE 0 HASTA 0,1 MM. SE SEÑALA CON LÍNEA SEGMENTADA EL TAMAÑO CRÍTICO DE CRISTAL QUE SEGMENTA LA CURVA.	33
FIGURA 29. VARIACIÓN VERTICAL DEL TAMAÑO MÁXIMO DE PLAGIOCLASA.....	34
FIGURA 30. DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES DE PIROXENO DE LA SERIE DEL FRENTE. (VER FIGURAS 61-65 DEL MATERIAL COMPLEMENTARIO).....	34
FIGURA 31. DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES DE PIROXENO DE LA SERIE DEL LEVEE. (VER FIGURAS 76-80 DEL MATERIAL COMPLEMENTARIO).....	35
FIGURA 32. CSD FIGURA 30 AUMENTADO, MOSTRANDO SOLO EL RANGO DE TAMAÑOS DE 0 HASTA 0,05 MM. SE SEÑALA CON LÍNEA SEGMENTADA EL TAMAÑO CRÍTICO DE CRISTAL QUE SEGMENTA LA CURVA.	35
FIGURA 33. CSD FIGURA 31 AUMENTADO, MOSTRANDO SOLO EL RANGO DE TAMAÑOS DE 0 HASTA 0,05 MM. SE SEÑALA CON LÍNEA SEGMENTADA EL TAMAÑO CRÍTICO DE CRISTAL QUE SEGMENTA LA CURVA.	36
FIGURA 34. VARIACIÓN VERTICAL DEL TAMAÑO MÁXIMO DE PIROXENOS.	36
FIGURA 35. DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES DE ÓXIDOS DE HIERRO DE LA SERIE DEL FRENTE. (VER FIGURAS 66-70 DEL MATERIAL COMPLEMENTARIO).....	37
FIGURA 36. DISTRIBUCIÓN DE TAMAÑO DE CRISTALES DE ÓXIDO DE HIERRO DE LA SERIE DEL LEVEE. LA LÍNEA SEGMENTADA SEÑALA EL TAMAÑO CRÍTICO QUE DIVIDE DOS TENDENCIAS RECONOCIBLES EN LA CURVA. (VER FIGURAS 81-85 DEL MATERIAL COMPLEMENTARIO).....	37

FIGURA 37. VESICULARIDAD VS HORIZONTE. PARA AMBAS SERIES SE OBSERVA LA VARIACIÓN DE VESICULARIDAD SEGÚN LOS NIVELES DONDE FUERON MUESTREADOS. LA SERIE DEL LEVEE PRESENTA UNA DISMINUCIÓN CONSIDERABLE DE SU VESICULARIDAD HACIA LOS SEGMENTOS MEDIALES.....	39
FIGURA 38. VARIACIÓN DEL TAMAÑO MÁXIMO DE VESÍCULA VS ALTURA.....	40
FIGURA 39. BSD LOG-LINEAL. SE OBSERVA UNA MAYOR POBLACIÓN DE VESÍCULAS DE BAJO TAMAÑO (<4MM) EN LA SERIE DEL LEVEE.....	41
FIGURA 40. EXTRAÍDO DE GAONAC (1996A) A) EFECTOS VISIBLES EN UN GRÁFICO LOG N VS LOG V. SE RECONOCEN REGIONES DOMINADAS POR MECANISMOS DE DIFUSIÓN, COALESCENCIA Y AGOTAMIENTO EN EL CRECIMIENTO DE BURBUJAS. B) ESQUEMA DEL CRECIMIENTO POR COALESCENCIA EN CASCADA.....	42
FIGURA 41. CSD LOG-LOG DE VESÍCULAS, SERIE DEL FRENTE DE LAVA.....	43
FIGURA 42. CSD LOG-LOG DE VESÍCULAS. SERIE DEL LEVEE.....	43
FIGURA 43. TAMAÑO MÁXIMO DE CRISTAL DE PLAGIOCLASA VERSUS POSICIÓN DE AMBAS SERIES.....	44
FIGURA 44. % DE PLAGIOCLASA VS HORIZONTE. POBLACIÓN TOTAL EXISTENTE EN EL CORTE VS POBLACIÓN ANALIZADA.....	45
FIGURA 45. EXTRAÍDO DE HIGGINS (2006), PÁG 10. REPRESENTACIÓN DE 3 MODELOS DE DISTRIBUCIÓN DIFERENTES EN 3 DIAGRAMAS DISTINTOS. A) DIAGRAMA LINEAL CSD CLÁSICO. B) DIAGRAMA DE FRECUENCIA NORMALIZADA ACUMULADA. C) DIAGRAMA BILOGARÍTMICO.....	46
FIGURA 46. DIAGRAMA BILOGARÍTMICO DE PLAGIOCLASA DEL FRENTE.....	47
FIGURA 47. DIAGRAMA BILOGARÍTMICO DE PLAGIOCLASA DEL FRENTE.....	47
FIGURA 48. RELACIÓN ENTRE R ² Y LA DIMENSIÓN FRACTAL DE LAS SERIES DE PLAGIOCLASA.....	48
FIGURA 49. CDF DE PIROXENO DEL FRENTE.....	49
FIGURA 50. CDF DE PIROXENO DEL LEVEE.....	49
FIGURA 51. TAMAÑO MÁXIMO DE PIROXENO VS HORIZONTE.....	50
FIGURA 52. % DE PIROXENO VS HORIZONTE. POBLACIÓN TOTAL EXISTENTE EN EL CORTE VS POBLACIÓN ANALIZADA.....	51
FIGURA 53. PENDIENTE (1/GT) VS TAMAÑO DE PLAGIOCLASA DE LA SERIE DEL FRENTE.....	52
FIGURA 54. PENDIENTE (1/GT) VS TAMAÑO DE PLAGIOCLASA DE LA SERIE DEL LEVEE.....	52
FIGURA 55. FA3, ÓXIDOS DE HIERRO A 600X, LA LÍNEA AMARILLA SON 200UM. SE OBSERVA EL CRECIMIENTO ESQUELETAL DE LOS ÓXIDOS DE HIERRO (CRISTALES MARCADOS CON COLOR ROJO).....	53
FIGURA 56. EXTRAÍDO DE CASHMANN (1990), PÁG. 6. RELACIÓN ENTRE PARÁMETROS CINÉTICOS Y ENFRIAMIENTO EN CRISTALIZACIÓN DE PLAGIOCLASA.....	54
FIGURA 57. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE FA1 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	59
FIGURA 58. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE FA2 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	59
FIGURA 59. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE FA3 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	60
FIGURA 60. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE FA4 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	60
FIGURA 61. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE FA6 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	61
FIGURA 62. CSD DE PIROXENO HORIZONTE FA1 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	61
FIGURA 63. CSD DE PIROXENO HORIZONTE FA2 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	62
FIGURA 64. CSD DE PIROXENO HORIZONTE FA3 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	62
FIGURA 65. CSD DE PIROXENO HORIZONTE FA4 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	63
FIGURA 66. CSD DE PIROXENO HORIZONTE FA6 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	63
FIGURA 67. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE FA1 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	64
FIGURA 68. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE FA2 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	64
FIGURA 69. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE FA3 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	65
FIGURA 70. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE FA4 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	65
FIGURA 71. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE FA6 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	66
FIGURA 72. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE L1 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	67
FIGURA 73. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE L2 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	67

FIGURA 74. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE L3 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	68
FIGURA 75. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE L4 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	68
FIGURA 76. CSD DE PLAGIOCLASA HORIZONTE L5 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).....	69
FIGURA 77. CSD DE PIROXENO HORIZONTE L1 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	70
FIGURA 78. CSD DE PIROXENO HORIZONTE L2 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	70
FIGURA 79. CSD DE PIROXENO HORIZONTE L3 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	71
FIGURA 80. CSD DE PIROXENO HORIZONTE L4 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	71
FIGURA 81. CSD DE PIROXENO HORIZONTE L5 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	72
FIGURA 82. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE L1 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	72
FIGURA 83. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE L2 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	73
FIGURA 84. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE L3 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	73
FIGURA 85. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE L4 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	74
FIGURA 86. CSD DE ÓXIDO DE FE-TI HORIZONTE L5 CON AUMENTO DE 200X (AZUL) Y 600X (ROJO).	74

ÍNDICE DE TABLAS

TABLA 1. CORRELACIÓN ENTRE CARACTERIZACIÓN Y MUESTRA TOMADA.....	23
TABLA 2. AJUSTE FRACTAL A CURVAS VSD DEL FRENTE Y LEVEE.	42
TABLA 3. AJUSTE FRACTAL A CURVAS CSD DE PLAGIOCLASA DEL FRENTE Y LEVEE.	48
TABLA 4. TIEMPOS DE CRISTALIZACIÓN Y TASA DE CRECIMIENTO PROMEDIO PARA MICROLITOS DE PLAGIOCLASA.	55

Capítulo 1

1. Introducción

1.1 Antecedentes Generales

Los flujos de lava son producto de la extrusión de magma en superficie (cráteres o fisuras). Debido al alto contraste térmico entre el ambiente y la temperatura del líquido, las lavas solidifican rápidamente aumentando la viscosidad del flujo hasta la detención de su avance. Esta solidificación ocurre por capas (Patrick *et al* 2005; Basu *et al* 2012). Debido a las características térmicas aislantes del basalto (Eppelbaum *et al*, 2014), una vez generada la cobertura sólida, producto del contacto de la lava y la atmósfera, la disminución de temperatura de las zonas mediales del flujo será menor, permitiendo un retraso en la solidificación total.

En el caso de la erupción de 1971 del volcán Villarrica, el flujo de lava producido es de composición basáltica (Hickey-Vargas *et al* 1989) con una temperatura de extrusión de entre $1123-1148\pm 6^{\circ}\text{C}$ (Morgado *et al* 2015).

1.2 Planteamiento del problema

En una erupción volcánica el magma se ve sujeto a grandes variaciones de temperatura y presión en su ascenso. Una vez en la superficie, la lava experimenta variaciones de magnitudes aún mayores. Estas variaciones desplazan al fundido lejos de su equilibrio termodinámico, generando un potencial de cristalización (undercooling), potencial que, además, tiene relación con la exsolución de agua (Gonnermann 2013). Este potencial controla la nucleación de cristales, por lo tanto, una colada de lava responderá al desequilibrio termodinámico cristalizando hasta solidificar por completo. Dado que el flujo de lava pierde calor por los bordes y que esta pérdida es secuencial y paulatina, se producirán variaciones verticales en la población de cristales de plagioclasa, piroxeno, óxidos de hierro y su tamaño. Esta variación no ha sido descrita previamente en la literatura, donde los esfuerzos se han enfocado principalmente en caracterizar la dinámica de las tasas cinéticas de cristales mediante el estudio de una sola muestra (Armienti, 1994; Resmini, 1994; Simakin, 2004; Mock, 2005; Salisbury, 2008; Armienti, 2013) o un grupo de muestras donde sus datos son mezclados para obtener un solo set de resultados representativos (Higgins, 1996). Además, dado que el undercooling depende de la composición del fundido y que esta varía en la medida que ocurra desgasificación, un estudio y caracterización detallada de microlitos en distintos horizontes de la colada de lava de un flujo basáltico tipo Aa, proveería nueva información sobre posibles relaciones entre vesicularidad y desarrollo de microlitos.

1.3 Hipótesis de Trabajo

La desgasificación y la tasa de enfriamiento de una colada de lava basáltica ejercen un control sobre la tasa de nucleación y crecimiento (Lipman *et al* 1985, Cashman & Marsh, 1988; Cashman 1993; Cashman 1999). Estas variaciones en las tasas cinéticas de la colada de lava de 1971 del volcán Villarrica serán registradas en los tamaños más pequeños de cristales o microlitos. Por lo cual en las coladas de lava

basálticas las poblaciones de microlitos de plagioclasa, piroxenos y óxidos de hierro se correlacionan con las poblaciones de vesículas.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo General

Estudiar la evolución de la cristalización sinérgica e identificar la influencia de la desgasificación en la cristalización del flujo de lava de 1971 del volcán Villarrica.

1.4.2 Objetivos Específicos

1. Determinar tasas cinéticas para cristales de plagioclasa, piroxenos y óxidos de hierro en 5 horizontes distintos en el frente de la colada y un levee proximal.
2. Determinar tasas de nucleación para vesículas
3. Evaluar la relación cristal-vesícula mediante CSD y BSD.

1.5 Metodología General

Este trabajo consideró 3 días de terreno en las cercanías del volcán Villarrica, donde se seleccionaron afloramientos adecuados que permitieran la extracción de muestras en una vertical. Una vez seleccionados los lugares por criterios de desarrollo vertical y ausencia de meteorización, se extrajeron 5 muestras distanciadas cada 50 centímetros en el levee (debido a la ausencia de desarrollo y diferencias en la vertical), tabuladas como L1 hasta L5. En el frente de la colada, se identificaron y caracterizaron horizontes y se extrajo una muestra de cada uno. Tabuladas como Fa1 hasta Fa6, siendo la muestra Fa5 imposible de extraer.

1.5.1 Metodología para objetivo específico 1

- Identificación y caracterización de horizontes en la colada de lava de 1971, tanto en el frente como en el levee.
- Obtención de muestras en los distintos horizontes seleccionados.
- Corte de muestras y obtención de calugas para la preparación de cortes transparentes-pulidos.
- Adquisición de imágenes con un aumento de 200x y 600x mediante Microscopio Electrónico de Barrido FEIQuanta 200MK2 SEM, en la Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Las condiciones de operación fueron las siguientes: voltaje de aceleración de 18-25 KeV, spot size de 7, distancia de trabajo de 10-18mm. El detector de electrones de retrodispersados (BSE) fue utilizado para obtener imágenes de contraste composicional de las muestras de lava para reconocer las distintas fases minerales presentes y sus porcentajes.
- Análisis de distribución de fases cristalinas (plagioclasa, piroxeno y óxidos de hierro) mediante el software JMicrovision.
- Corrección “cristalográfica” 3D, utilizando la base de datos confeccionada por Morgan y Jerram (2006), de los datos 2D obtenidos de las fases cristalinas antes mencionadas.
- Confección de gráficos de distribución de tamaño de cristales (CSD) mediante el software CSD corrections.
- Análisis y parametrización de CSDs.

1.5.2 Metodología para objetivo específico 2

- Identificación y caracterización de horizontes en la colada de lava, tanto en el frente como en el levee.
- Obtención de muestras en los distintos horizontes seleccionados.
- Preparación de muestras
- Análisis de vesículas con el software JMicrovision de los retazos de las calugas
- Corrección “cristalográfica” 3D, utilizando la base de datos confeccionada por Morgan y Jerram (2006), de los datos 2D obtenidos de las vesículas.
- Confección de gráficos de distribución de tamaño de vesículas (BSD) mediante el software CSD corrections.
- Análisis y parametrización de BSDs.

1.5.3 Metodología para objetivo específico 3

- Comparación de porcentajes vesículas – cristales en los distintos horizontes
- Correlación de tamaño máximo de vesículas con tamaño máximo de cristales.
- Estudio de la variación de la tasa de nucleación en BSD y correlación con la tasa de nucleación de CSD de piroxenos y plagioclasas.

1.6 Zona de estudio

El volcán Villarrica es un volcán compuesto que posee una altura de 2847 m. snm. Localizado en las coordenadas 39°25'10''S y 71°56'28'' W, se encuentra en el extremo poniente del lineamiento volcánico constituido por Villarrica, Quetrupillán y Lanin (López-Escobar & Moreno 1994a), en la zona volcánica sur central (Figura 1). A este volcán se puede acceder desde Pucón, mediante la ruta S-887, 17 kilómetros al sur. Desde Villarrica utilizando la ruta S-95-T, aproximadamente 5 kilómetros al sur, y luego tomando la ruta S-847, 25 kilómetros al Este.

1.7 Limitaciones

El método base de estudio corresponde al de Crystal Size Distribution (CSD). Este método consiste en un conteo y medición de cristales de una fase determinada. Para interpretar los gráficos de CSD se necesita un tiempo de estadía o de cristalización (en un sistema abierto o cerrado, respectivamente) o una tasa de crecimiento. Siendo ambas, cosas que se deben obtener de forma externa dado que el conteo de cristales no da información cinética cuantitativa.

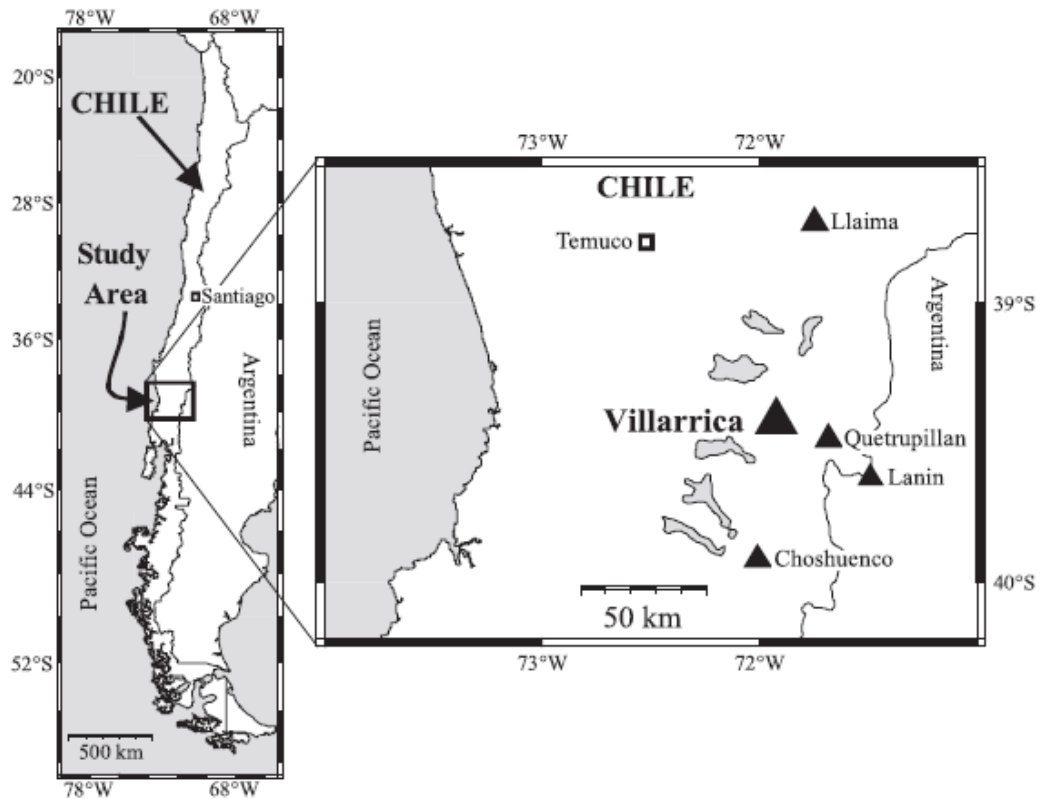


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. Los estratovolcanes están demarcados por triángulos (Witter et al. 2004).

Para esto se puede usar algún valor de tiempo de cristalización obtenido por datación, alguna aproximación de tasa de crecimiento de un estudio previo, estimaciones de tasa de crecimiento según sus condiciones geológicas, etc.

Las tasas de crecimiento pueden oscilar en varios órdenes de magnitud dependiendo del undercooling (Kirkpatrick 1977, Cashman & Marsh 1988) y dependiendo del % de volátiles presente (Loomis 1982). Por otra parte, se puede considerar la tasa de crecimiento constante, lo cual resulta en una simplificación del problema en sistemas amplios, que sufren un undercooling bajo y con escasa variación, utilizar este supuesto en sistemas dinámicos como el ascenso magmático o la cristalización posteruptiva no resulta lógico y conlleva a subestimar los tiempos de cristalización.

Las limitaciones de los resultados se derivan de la tasa de crecimiento seleccionada y de la forma en la cual esta tasa se hará variar en las distintas poblaciones.

1.8 Estudios Anteriores

La información existente sobre el volcán Villarrica ha recibido innumerables contribuciones desde distintas ramas científicas. Dentro de todo este conocimiento destacan los trabajos de Petit-Breuilh (1994) quien realizó una determinación de las erupciones históricas del complejo que datan desde 1558, Hickey-Vargas *et al* (1989), Tormey *et al*. (1991), López-Escobar y Moreno (1994), Hickey-Vargas *et al*. (2002) y

Sigmarsson *et al.* (2002) quienes contribuyeron con estudios petrológicos, estratigráficos y geoquímicos. Ortiz *et al.* (2003) con estudios y análisis sísmicos, Calder *et al.* (2004) con análisis sísmicos y termales, Witter *et al.* (2004) con aportes en la petrología, desgasificación y dinámica de magma, Palma *et al.* (2008) con estudios sobre el flujo de SO₂, sismicidad y desgasificación, entre muchos otros.

Marco Geológico

Según Moreno y Clavero (2006), este volcán está compuesto mayoritariamente por material basáltico y andesítico-basáltico. Subdividiéndose en: Villarrica 1, que consiste en lavas del pleistoceno medio-superior, brechas piroclásticas, depósitos de lahar y domos dacíticos. Villarrica 2, de edad holocena (13.9-3.7 ka), acotada en sus depósitos inferiormente por los depósitos de la Ignimbrita Licán y superiormente por los de la Ignimbrita Pucón y por último, Villarrica 3, que contempla los depósitos volcánicos de la parte superior del cono y 32 centros eruptivos menores (Lohmar *et al.*, 2007).

1.1 Rocas Estratificadas

1.1.1 Complejo metamórfico Trafún (Devónico – Carbonífero)

Se encuentran en el sector suroccidental del área de estudio, poseen una escasa distribución areal, extendiéndose unos pocos kilómetros al noroeste de Licán Ray, encontrándose cubiertos de forma parcial por depósitos glaciales y/o piroclásticos del volcán Villarrica. Está compuesto por filitas, cuarcitas y gneises fuertemente deformados (Campos *et al.*, 1998)

1.1.2 Formación Panguipulli (Triásico Superior)

Presente en el sector suroccidental del área de estudio, en las cercanías de Licán Ray. Está compuesto de una secuencia sedimentaria, finamente laminada de capas de lutitas y areniscas cuarcíferas, presenta, además, algunas intercalaciones con ortoconglomerados cuarcíferos. (Aguirre y Levi, 1964)

1.1.3 Estratos de Pino Huacho (Oligoceno – Mioceno)

Secuencia volcanoclástica estratificada que aflora en el sector occidental del volcán, entre Villarrica y Licán Ray y en los flancos norte y sur del volcán Villarrica. Esta secuencia está constituida por lavas, tobas brechosas y de lapilli, todas de composición andesítica, en capas de 3 a 5 m. de espesor. Se presentan, típicamente, alteradas a clorita y epidotas. Se incluye, además, numerosos cuerpos subvolcánicos asociados, tales como diques y filones de la misma composición. Se asigna al Oligoceno-Mioceno debido a su similitud litológica y disposición estratigráfica con los Estratos del Lago Ranco (Campos *et al.*, 1998).

1.1.4 Estratos de Península de Pucón (Mioceno Medio a Superior)

Corresponde a una unidad informal (Moreno & Clavero 2006) constituida por una secuencia volcanoclástica que aflora en la península de Pucón, formada por un secuencia subhorizontal a levemente plegada, cubierta parcialmente por depósitos piroclásticos y laháricos del volcán Villarrica. Está compuesta por lavas amigdaloidales, brechas piroclásticas y tobas líticas de lapilli, siendo todos estos productos de

composición andesítica. La ausencia de metamorfismos de contacto con los plutones del Mioceno Superior sitúa a estos estratos en una edad Miocena Media a Superior.

1.1.5 Estratos de Huincacara (Plioceno Superior-Pleistoceno)

Unidad informal compuesta por una secuencia volcanoclástica en discordancia angular con los Estratos de Pino Guacho, se ubica entre las localidades de Villarrica y Licán Ray. La componen brechas piroclásticas, areniscas y conglomerados epiclásticos, principalmente con fragmentos de lava andesítica. Petrográficamente son similares a las de los Estratos de Malleco (Thielle *et al.*, 1987) del Plioceno-Pleistoceno. Corresponden a facies medias a distales de antiguos centros volcánicos, erosionados y/o cubiertos por productos del volcán Villarrica.

1.2 2 Rocas Plutónicas

1.2.1 Intrusivos paleozoicos (Carbonífero Superior – Pérmico)

Conjunto de cuerpos plutónicos que afloran en el sector suroccidental del área de estudio, cercanos a la localidad de Licán Ray. Compuestos de granitos, granodioritas y tonalitas de grano grueso. En la zona de estudio no existen datos geocronológicos, no obstante, Munizaga *et al.* (1988) reportaron edades de K-Ar 282 ± 4 Ma y 294 ± 6 Ma en rocas de petrología similar ubicadas hacia el sur, entre los lagos Riñihue y Panguipulli

1.2.2 Intrusivos del Cretácico

Conjuntos de cuerpos plutónicos ubicados en el sector suroriental del área de estudio. Compuestos principalmente por fases tonalíticas, con granodioritas y dioritas cuarcíferas. Corresponderían a miembros occidentales de la franja de granitoides cretácicos, ubicados hacia el este y al sureste, en la zona de Liquiñe (Lara y Moreno 2004).

1.2.3 Intrusivos del Mioceno

Cuerpos plutónicos ubicados en la parte oriental del área de estudio, al norte y sur del volcán Villarrica, formando parcialmente su basamento oriental. Compuestos por dioritas, tonalitas y granodioritas. Estos cuerpos representan la extensión septentrional de la franja de granitoides miocenos, al oeste de la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), denominada Granitoides Pellaifa-Neltume por Lara y Moreno (2004).

1.3 Volcán Villarrica

Los productos de este volcán han sido clasificados en 3 unidades, siguiendo criterios stratigráficos, estructurales, geomorfológicos y geocronológicos. Se describen a continuación.

1.3.1 Unidad Villarrica 1 (Pleistoceno Medio a Superior; Pleistoceno medio - 13850 A.P.)

(Modificado de Moreno, 1993, Clavero y Moreno, 2004)

Esta unidad ha sido subdividida en dos episodios, separadas por un evento eruptivo mayor que generó el colapso parcial del edificio construido en la primera etapa.

- 1) Construcción inicial del edificio volcánico, produciendo una serie de lavas andesíticas-andesíticas basálticas. Son asociados, además, numerosos flujos lahárico, flujos de caída, etc. Estos depósitos afloran en la parte baja de los

flancos del volcán. Las lavas y depósitos de esta etapa se ven afectadas por erosión glacial y por un colapso que generó la Caldera 1. Las lavas son mayoritariamente AA y Pahoehoe.

- 2) Comienza posterior a la formación de la Caldera 1, con la formación de domos exógenos y endógenos, inyección de filones y diques de composición dacítica. Los domos están emplazados en las cercanías de las fracturas anulares creadas en la formación de la Caldera 1. Son de pequeño tamaño (200 m. de diámetro y 80 m. de alto). Están dispuestos sobre lavas y rocas piroclásticas pre-Caldera 1.

1.3.2 Unidad Villarrica 2 (Pleistoceno Superior –Holoceno, 13850-3700 A.P.)

(Modificado de Moreno, 1993, Clavero y Moreno, 2004)

Compuesta por lavas andesítico-basálticas, depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída, de composiciones andesítico-basálticos a dacíticos y depósitos laháricos. Esta secuencia compone el estratocono edificado en el borde noroeste de la caldera 1, que fue parcialmente truncado por un colapso de su parte alta hace ca. 3700. Esta secuencia está dispuesta de forma discordante (debido, principalmente, a erosión glacial) sobre la secuencia de la Unidad Villarrica 1. La base y el techo de esta unidad están formados por dos depósitos, los más voluminosos registrados post-glaciales, la ignimbrita Licán y Pucón.

1.3.3 Ignimbrita Licán (Pleistoceno Superior – 13850 años AP)

Corresponde a extensos depósitos piroclásticos de caída, flujo y oleada, ubicados en los flancos inferiores del volcán Villarrica, originados hace ca. 13850 años A.P, producto de un gran evento eruptivo que generó la Caldera 2 dentro de la Caldera 1. El volumen estimado de esta ignimbrita es de ca. 10 km³, los que se encuentran distribuidos en una superficie de 1000 km² (Clavero y Moreno, 1994; Clavero 1996).

Se han reconocido, por lo menos, 3 unidades de flujo y diversos niveles de oleada piroclástica. La secuencia comienza con depósitos escoráceos, seguida de unidades de flujo macizas, con presencia de bombas. En la base de estas unidades se encuentran niveles de oleadas piroclásticas.

1.3.4 Ignimbrita Pucón (Holoceno tardío – 3700 años AP)

Serie de depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída en los flancos del volcán. Producidos hace ca. 3700 años AP, producto del colapso del cono generado hace 13800 años, formando la Caldera 3. Estos depósitos tienen un volumen ca. 5 km³ (Clavero y Moreno, 1994; Clavero 1996), cubriendo una superficie de 500 km².

Esta secuencia está compuesta por numerosos flujos con regímenes de transporte independientes lo que provoca una gran variedad de facies, dificultando la correlación.

Estudios recientes (Silva *et al.*, 2004; 2005) sugirieron que el proceso que originó los depósitos de esta ignimbrita pueden ser separados en dos etapas. Basándose en la presencia de fragmentos líticos y graníticos en los depósitos piroclásticos.

1.3.5 Unidad Villarrica 3 (Holoceno Tardío)

(Modificado de Moreno, 1993, Clavero y Moreno, 2004)

Secuencia de lavas de composición basáltica a andesítico basáltica, depósitos piroclásticos de caída, flujo y oleada y depósitos laháricos, que irradian desde el volcán. Forma la parte más alta del cono activo actual, ubicado en la depresión generada por el colapso de la parte superior del cono durante la erupción que generó la Ignimbrita Pucón.

1.4 Centros volcánicos Adventicios (Holoceno tardío)

Grupos de conos de piroclastos y lavas andesítico basálticas, ubicados en los flancos oriental y austral del edificio del volcán Villarrica. Se identifican dos grupos, Grupos Los Nevados y Grupo Chaillupén. El primero está ubicado en el flanco nororiental del volcán, la mayor parte de estos conos están alineados a lo largo de estructuras de orientación N60°E. El material piroclástico juvenil y lava tiene composición andesítico-basáltico. Por otro lado, el Grupo Chaillupén es un conjunto de conos de piroclastos y lavas en el flanco suroccidental del volcán, alineados en dirección N-S y N35°E. Estas direcciones reflejarían en superficie dos fisuras radiales asociadas al volcán compuesto Villarrica.

1.5 Depósitos sedimentarios y volcanoclásticos

Corresponden a depósitos sedimentarios de glaciaciones y transporte de ríos y lagos. Su consolidación es variable de poco consolidado a no consolidado. Se subdividen en:

- Depósitos de Glaciación Santa María
- Depósitos de Glaciación Llanquihue
- Depósitos Coluviales
- Depósitos Poligenéticos
- Depósitos de remociones en maza
- Depósitos de litoral lacustre y deltaico
- Depósitos aluviales y fluviales

Cada uno de los anteriores se desarrolla con mayor profundidad en Moreno y Clavero (2006).

1.6 Erupción de 1971

El ciclo eruptivo del volcán Villarrica comenzó el 29 de octubre de 1971. Se caracterizó por tener dos fases, una efusiva (29 de octubre hasta el 29 de diciembre) y otra explosiva (29 de diciembre hasta el 30 de diciembre). La fase efusiva comenzó con explosiones freatomagmáticas en el cráter central, continuó con desbordes de lava y la construcción de un cono de piroclastos en el cráter. Según algunos testimonios, el cono de piroclastos intracraterico sufrió un colapso horas antes de la erupción explosiva. Entre los días 3 y 20 de diciembre se observó un aumento gradual en la ritmicidad de las explosiones junto con numerosos flujos de lava que se desplazaron a través del flanco suroeste alcanzando la base del volcán.

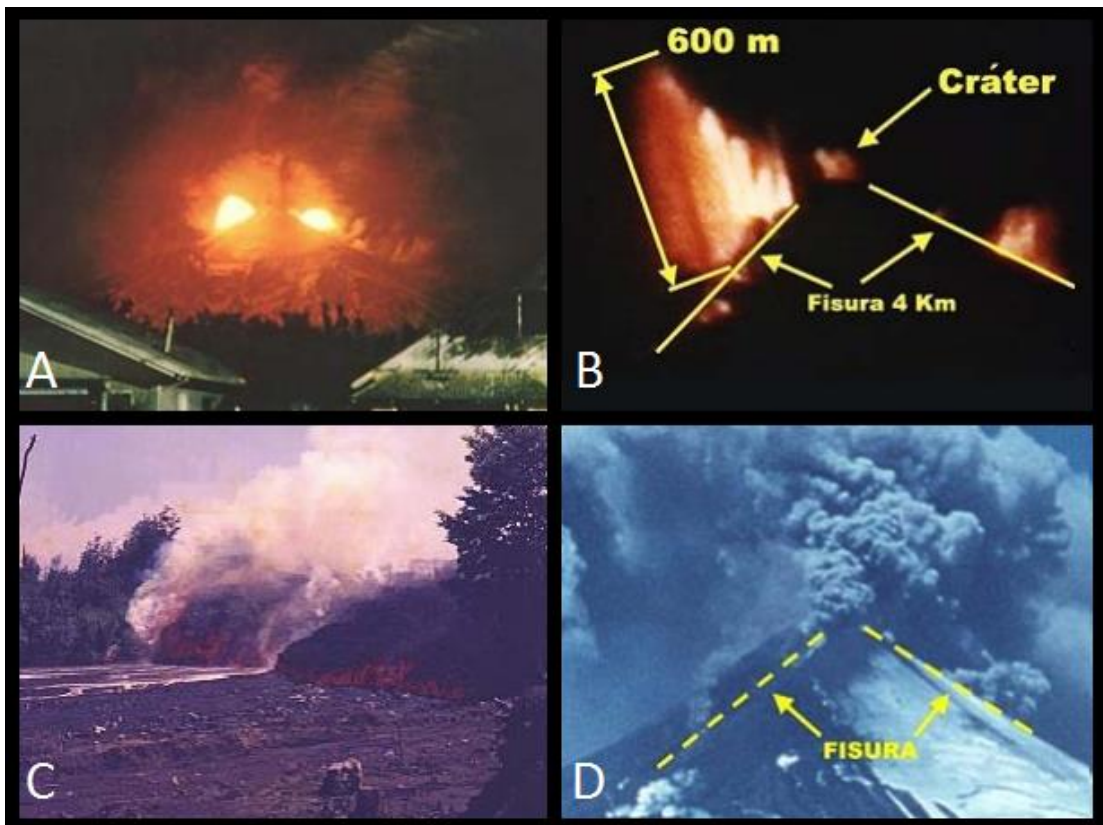


Figura 3. Erupción volcán Villarrica. A. 29 de diciembre, fisura en ambos flancos del volcán, fotografiada desde Villarrica. B. 29 de diciembre, detalle de la fisura, el cráter y la altura de la cortina de lava. C. Colada de lava tipo Aa desplazándose por el valle del Chaillupén. D. 30 de diciembre, fase menguante de la erupción explosiva. Solo se observan grandes cantidades de gases y material particulado. Proyecto de Observación Villarrica Internet, POVi. <http://www.povi.cl>. Consulta: 31 mayor 2016.

El 29 de diciembre comienza la erupción explosiva (Figura 3A), el cono superior del cráter se fractura en dos fisuras de 4 kilómetros de largo. Grandes cortinas de lava son eruptadas desde estas (Figura 3B), generándose flujos de lava basáltica rica en olivino tipo a'a' y cordadas que descendieron por los valles del Chaillupén (Figura 3C) y Pedregoso, alcanzando longitudes de 14 y 6 kilómetros de largo en un lapso de 48 horas. Estos flujos de lava poseen un ancho

y espesor promedio de 200m y 5 m. 12 horas después, la actividad decrece significativamente (Figura 3D), solo observándose explosiones de ceniza y emisiones de vapor durante enero y febrero de 1972.

2. Marco Teórico CSD

Los cristales son productos sólidos del proceso de cristalización inicial y de procesos secundarios, ambos procesos influyen en la composición y el tamaño final de los cristales. La diferencia entre estos radica en que el primero comienza con un fundido 100% líquido, gatillado por undercooling (enfriamiento) mientras que los procesos secundarios comienzan cuando los productos del primer proceso se encuentran en condiciones de desequilibrio termodinámico. El presente trabajo estudia la cristalización inicial.

Un fundido silicatado corresponde a un producto de fusión parcial o total, que contiene una serie de elementos que tienen relación con su roca parental. Este fundido asciende por diferencia de densidad con la roca circundante. Al ascender la temperatura del entorno disminuye, junto con la presión litostática, esta variación de presión y temperatura provoca una desestabilización del fundido que reacciona cristalizando fases minerales estables en el nuevo rango de presión-temperatura, junto con variaciones composicionales.

2.1 Ecuación de Avrami

El primer estudio sobre el fenómeno de la cristalización fue realizado por Avrami (1939), quien formuló un modelo de evolución de la cristalización sigmoideal, caracterizado por un periodo inicial de crecimiento disminuido, donde la cristalización ocurre de forma lenta, seguido por un rápido aumento de la cristalización, alcanzándose, finalmente, un estadio donde gran parte del material supersaturado ha cristalizado y el crecimiento disminuye dramáticamente.

$$f = 1 - \exp(-k * t^n)$$

f corresponde a la fracción del líquido transformado, k y n son constantes que dependerán de la temperatura y la dimensionalidad del crecimiento junto con la tasa de nucleación, respectivamente. El supuesto en el cual se basa esta ecuación es que los núcleos están distribuidos de forma aleatoria en el volumen de líquido.

El modelo utilizado para realizar este estudio es el de Distribución de Tamaño de Cristales, o Crystal Size Distributon (CSD) desarrollado por Randolph and Larson (1971) y luego utilizado en el contexto geológico por Marsh (1988).

2.2 Balance de población

Suponiendo dos poblaciones determinadas (n_1 y n_2) de cristales de largo L_1 y L_2 (mm) creciendo a una tasa de crecimiento G_1 y G_2 (mm/s) dentro de un volumen V_1 y V_2 , respectivamente, siendo $L_2 = L_1 + \Delta L$ y estando las tasas de crecimiento y volumen de ambas poblaciones relacionadas por la ecuación de conservación de número, es decir, el cambio de volumen con el tiempo está determinado por la tasa a la cual los nuevos cristales entran y salen de un rango de tamaño determinado en un tiempo dado y por la entrada ($Q_i n_i \Delta t \Delta L$) y salida ($Q_o n_o \Delta t \Delta L$) de cristales del sistema:

$$(V_2 n_2 - V_1 n_1) \Delta L = (G_1 V_1 n_1 - G_2 V_2 n_2) \Delta t + (Q_i n_i - Q_o n_o) \Delta t \Delta L$$

Siendo el total acumulado igual al input- output de crecimiento más el flujo entrante y saliente de cristales. Dividiendo por $\Delta t \Delta L$ y aproximándolos a 0 se tiene

$$\frac{\partial(Vn)}{\partial t} + \frac{\partial(GVn)}{\partial L} = Q_i n_i - Q_o n_o$$

Dependiendo de distintos supuestos, esta forma general adquiere representaciones diferentes, supuestos posibles son G no corresponde a una función del tamaño, condiciones sobre el flujo entrante versus el flujo saliente de cristales al sistema, sistemas abiertos con tiempos de residencia constantes, sistemas cerrados, etc.

2.3 Crystal Size Distribution (CSD)

Una distribución de tamaño de cristales es una representación de datos modales de cristales de una sección de rocas, para confeccionarlo se requiere el número de cristales $N(L)$ de un tamaño dado L en una unidad de volumen. Por convención estos gráficos se representan en un diagrama semi-log, $\ln N(L)$ vs el tamaño de cristales(L).

Se define el número de densidad de población $N(L)$ como el número de cristales de un tamaño menor o igual a L

$$N(L) = \frac{\Delta n}{\Delta L}$$

Integrando la ecuación anterior, se obtiene el balance en equilibrio de la población de cristales que al crecer entran y salen de un rango determinado de tamaño L

$$n(L) = \int_0^L N(L) dL$$

Una solución de esta expresión corresponde a

$$n = n_0 \exp(-L/G\tau)$$

Siendo G la tasa de crecimiento y τ el tiempo de crecimiento.

La mayor dificultad que existe en la confección de un gráfico CSD es la obtención de los datos, en rocas ígneas intrusivas el número de cristales en una unidad de volumen, por ejemplo un corte transparente, es relativamente bajo, el conteo se puede llevar a cabo con facilidad, no obstante, en una roca ígnea extrusiva, como una lava, el número de cristales es elevado, y a bajos tamaños de cristales, discriminar entre estos se vuelve una tarea compleja. Además, se requiere realizar una corrección cristalográfica de los datos obtenidos porque estos provienen de una fuente en 2 dimensiones y esta distribución requiere datos en 3 dimensiones. Otra dificultad es la obtención de información del tiempo de crecimiento (τ) o la tasa de crecimiento (G) de forma independiente. Pese a estas dificultades, estos gráficos son un fiel reflejo de los eventos que afectaron al sistema que cristalizó esta roca, ya que la mejor evidencia de cualquier evento que afecte la cristalización son los mismos cristales, o sea, su número y su tamaño.

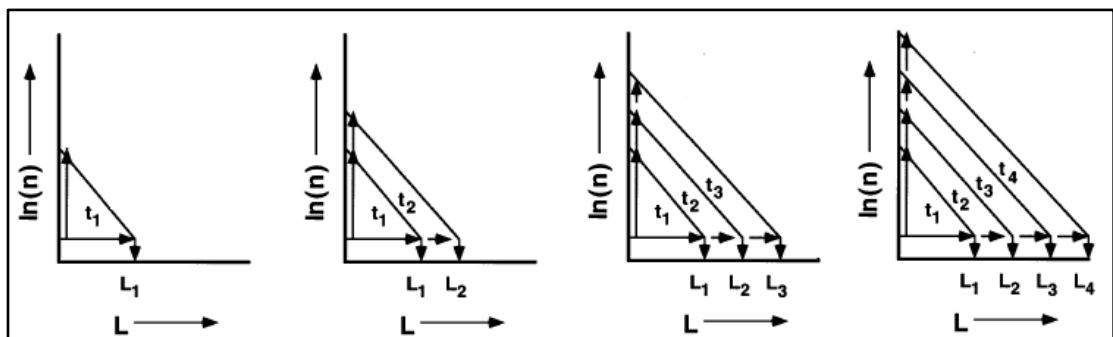


Figura 4. Evolución progresiva de CSD, Marsh 1998. Se puede apreciar la evolución progresiva desde izquierda a derecha. En un tiempo t_1 se obtiene un tamaño de cristal L_1 , cuando transcurre un tiempo t_2 esta población de cristales continúa creciendo hasta alcanzar un tamaño L_2 , además se nuclea una nueva población, exponencialmente más numerosa que la anterior, este proceso se repite varias veces.

2.4 Aplicaciones del método CSD

Diversos factores pueden alterar el número y tamaño de los cristales, estos pueden ser mecánicos o químicos, pueden ocurrir a grandes profundidades o ser someros, ser un evento o ser una serie de eventos superpuestos, sin importar como se presenten, estos eventos estarán reflejados en la representación de CSD.

2.4.1 Eventos mecánicos

Una forma de sustraer-adicionar cristales a un fundido corresponde a la cristalización fraccionada, un mismo fundido genera distintas poblaciones de cristales de distintos minerales. Estos, al formarse y sobrepasar su radio crítico, flotarán o se hundirán en el fundido dependiendo de las corrientes de convección interna a las que sean sometidos y a su densidad relativa. Por ende, si encontramos un gráfico de CSD, que al ser estudiado, muestra quiebres importantes en un rango de tamaño determinado, se puede inferir que ocurrieron eventos mecánicos o químicos que alteraron su población, para diferenciar estas dos hipótesis, se requiere un estudio de distintos minerales en rangos que sean coetáneos. Si se encuentra que en un mismo tiempo, un mineral más denso sufre una sustracción mientras que un mineral menos denso que el fundido sufre una adición en su población, es posible que el mecanismo que los explique sea una cristalización fraccionada (Marsh, 1988).

2.4.2 Eventos Químicos

Otra forma de sustraer-adicionar cristales a un fundido es el desequilibrio químico. Rara vez un fundido cristaliza en un sistema batch, usualmente existirán interacciones entre el fundido original y fundidos secundarios. Al mezclarse, provocarán una nueva composición que puede afectar el equilibrio de microlitos y de núcleos, este desequilibrio puede reflejarse en un cambio composicional de la solución sólida que cristaliza o en una reabsorción de los núcleos – microlitos (Marsh, 1988), esta merma en la población de microlitos en ese tiempo se verá reflejado en el CSD como un quiebre.

2.4.3 Variaciones termodinámicas

Los sistemas geológicos están sujetos a variaciones de presión y temperatura que responden a distintos entornos, un aumento de temperatura provocado por un input de calor de un nuevo fundido que interactúa con el fundido original, puede provocar una desgasificación y cristalización, o si el fundido está deshidratado, puede provocar una reabsorción de microlitos, disminuyendo su población. Por otro lado, una disminución de presión puede inducir la cristalización, este evento se observa, comúnmente, en CSDs de lava en el momento del ascenso, previo a la erupción (Armienti 2008)

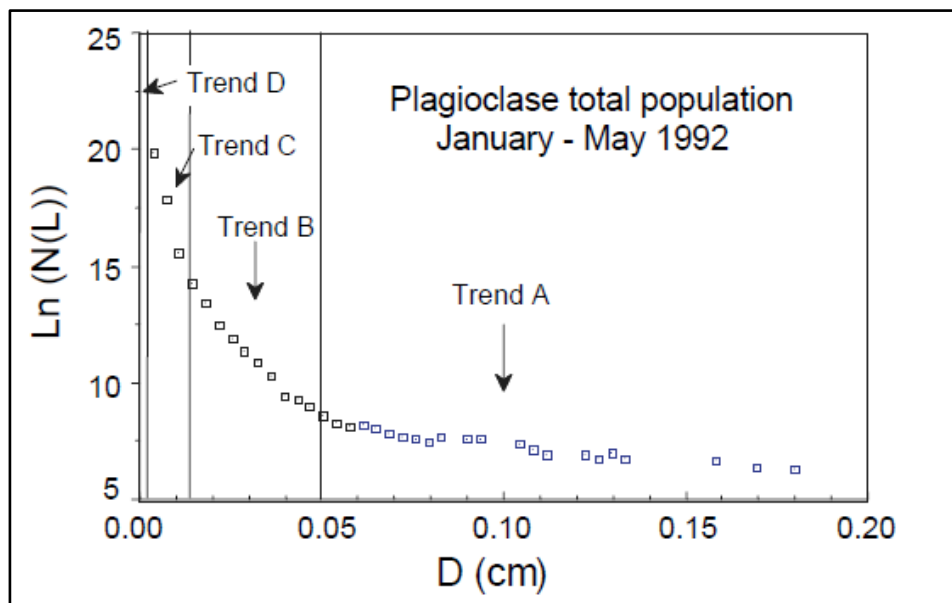


Figura 5. Armienti 2008, Se observa el comportamiento parcelado de las distintas poblaciones que se nuclearon bajo distintos eventos. En el comportamiento A se observa a los primeros cristales que se nuclearon en la cámara magmática con un bajo undercooling, la tendencia B y C responde al ascenso del magma, caracterizado por un aumento en la nucleación y la tendencia D, que corresponde, posiblemente, al emplazamiento y enfriamiento de lava.

2.5 Tasas cinéticas

Para poder caracterizar la condición cinética de un fundido es necesario determinar la velocidad a la cual ocurren cambios en este, una forma es determinar la velocidad a la cual se generan cristales y la velocidad a la cual estos crecen.

La tasa de nucleación corresponde a la velocidad a la cual los embriones de cristales que logran sobrepasar su radio crítico se convierten en núcleos estables. La tasa de nucleación siempre aumenta, existen pocos casos documentados donde esta tasa sea constante o disminuya (Cashman & Marsh, 1988). Esta responde en gran parte al undercooling. Mayor undercooling implica mayor tasa de nucleación, un aumento lineal del undercooling produce un aumento exponencial de la tasa de nucleación. Este comportamiento, junto con una tasa de crecimiento constante, es el responsable de la forma lineal de los CSD en sistemas batch (cerrados), cabe esperar que sills y plutones tengan una tasa de nucleación más baja que las lavas y los lagos de lava. Para obtener la tasa de nucleación se debe observar el valor en el eje Y de un determinado punto del diagrama de CSD, este punto corresponderá a la tasa de nucleación que existió en el instante que esa población de cristales nucleó.

Por otro lado, la tasa de crecimiento corresponde a la velocidad a la que crecen los cristales, depende de la difusión de los iones en el fundido y puede variar hasta en un factor de 10^5 . Para obtener esta tasa se debe determinar el tipo de sistema con el que se trabaja (pudiendo ser un sistema abierto o cerrado). Si es un sistema cerrado, basta con determinar el L_m (largo máximo) y el tiempo

aproximado de cristalización, por otro lado, si es un sistema abierto la pendiente de la curva corresponderá a $-\frac{1}{G\tau}$, siendo τ el tiempo de residencia (que corresponde al tiempo que estará el cristal en el sistema, desde que entra, crece y luego sale). Para obtener G , se requiere tener una aproximación de τ .

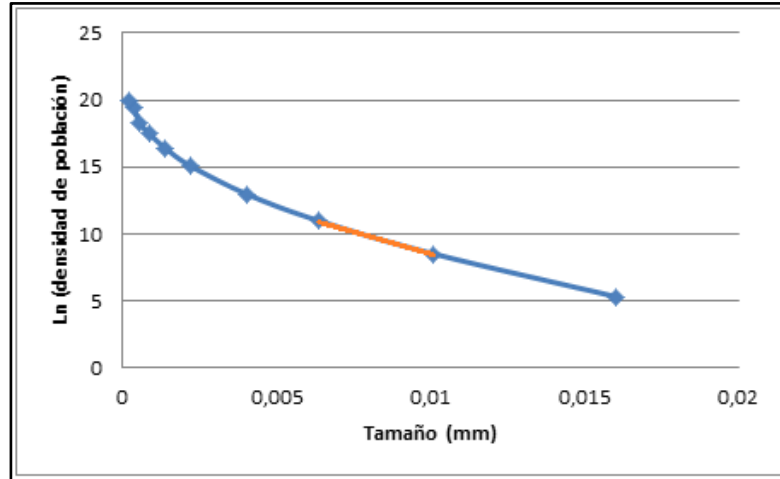


Figura 6. Del segmento señalado, el inverso de la pendiente sería el producto de $-G\tau$, por otro lado, el punto medio en el eje Y de ese segmento sería un valor aproximado de la tasa de nucleación para esa población particular.

2.6 Radio Crítico

No todos los embriones de cristal que se forman logran transformarse en núcleos estables, parte de estos se reabsorben. Para determinar si un embrión se volverá estable es necesario determinar si alcanzó un radio crítico

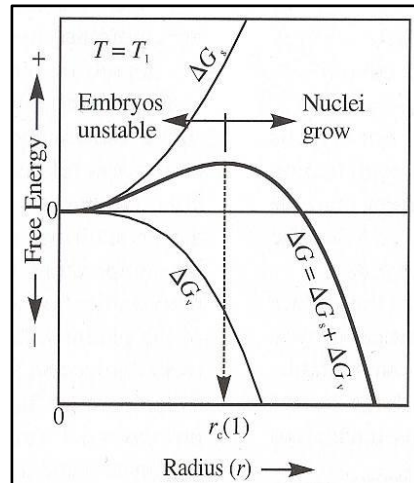


Figura 7. Se puede observar la variación del radio crítico. En el eje de las abscisas se encuentra el radio de los embriones – núcleos, mientras que en el eje de las ordenadas, está la energía libre (Best 2003).

Este radio crítico está determinado por la energía libre del cristal, esta energía libre dependerá de:

1. Cambio de energía libre debido a la transformación de fundido a cristal

$$\Delta G_v = (\Delta G_f(\text{cristales}) - \Delta G_f(\text{fundido})) * V$$

2. Cambio de energía libre debido al aumento de la superficie (γ corresponde a la energía de superficie por área).

$$\Delta G_s = \gamma * \text{Área}$$

La ecuación que rige esta dinámica de nucleación es

$$\Delta G = \Delta G_v + \Delta G_s$$

Una vez superado el radio crítico, los distintos embriones se convierten en núcleos que crecerán dependiendo de la tasa de crecimiento del sistema.

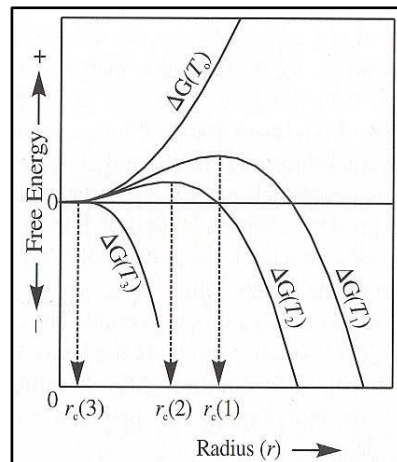


Figura 8. Gráfico del radio crítico versus la temperatura. Donde $T_1 > T_2$. Se puede observar como variará el radio crítico dependiendo del undercooling impuesto a sistema. A medida que aumenta el undercooling el radio crítico disminuye, lo cual se refleja en un mayor número de núcleos de un tamaño reducido (Best 2003).

2.7 Bubble/Vesicle Size Distribution (BSD/VSD)

El estudio de la distribución de vesículas se correlaciona con la distribución de burbujas durante el proceso de la vesiculación. De aquí en adelante, se referirá de forma indiscriminada a vesículas y burbujas con el mismo significado.

La tasa de nucleación y crecimiento de una población de vesículas puede ser expresada cualitativamente por medio de la pendiente del gráfico VSD por la relación Pendiente = $1/Gt$, donde G representa el crecimiento y t el tiempo de residencia requerido para crecer.

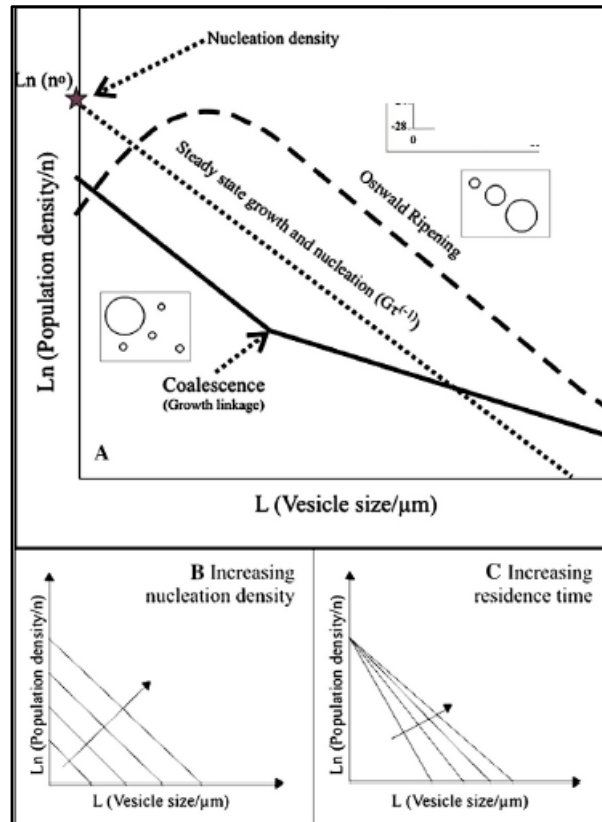


Figura 9. (Cross et al, 2012). A) Esquema básico de la información que puede ser obtenida desde un VSD. B) y C) Señalan dos observaciones cualitativas en los procesos de vesiculación. Aumento de la densidad de nucleación y aumento en el tiempo de residencia.

Como se observa en la Figura 9.a, desde un gráfico de BSD se puede identificar la tendencia general de la curva, si esta es recta nos encontramos en el caso propuesto por Cashman & Marsh (1988), donde el comportamiento lineal está dado por un crecimiento y nucleación constante, esta curva puede ser afectada por coalescencia, donde las burbujas pequeñas sobre un tamaño crítico, en contacto, colapsarán generando otras de mayor tamaño. Además, se ilustra el efecto de la maduración de Ostwald, que involucra una disminución de las burbujas de menor tamaño. En las figura 9.b y c, se observa la influencia del aumento de la densidad de nucleación (desplazamiento vertical de la curva) y el aumento del tiempo de residencia (disminución de la pendiente del BSD).

2.7.1 Tipos de BSDs

1.1.1.1 Unimodales y polimodales

Corresponde a distribución con uno o más peaks discretos de tamaños de vesículas. Estos peaks responden a distintos ambientes y condiciones de formación. Una interpretación general corresponde a un peak producto de un evento de nucleación en la cámara magmática, otro a la nucleación por

despresurización durante el ascenso y, por último, uno correspondiente al evento de erupción (Sparks 1982).

1.1.1.2 Exponenciales

Utilizados principalmente por la conveniencia matemática que implica (Marsh, 1988). Se reconocen por su forma lineal que responde a un aumento exponencial de la nucleación en el tiempo y a una tasa de crecimiento constante. El problema inherente a este tipo de comportamiento radica en que la tasa de crecimiento no es constante (Gaonac'h 1996a), ya que para tamaños de burbujas elevados, el crecimiento está dominado por coalescencia, mientras que para bajos tamaños lo está por difusión.

1.1.1.3 Ley Potencia

En el estudio de flujos de lava basálticos realizado por Gaonac'h (1996a) se identificaron dos tendencias principales extremas que corresponden a una relación mediante ley potencia. La relación mediante ley potencia está dada por la relación $N(V) \propto V^{-B-1}$, donde B puede oscilar entre 0 y 1. Para sustentar esta idea se utiliza la teoría de la cascada colisional, que implica una generación constante de pequeñas burbujas por exsolución, un corto crecimiento de estas por difusión y una secuencia de colisiones (coalescencias) hasta alcanzar tamaños mayores.

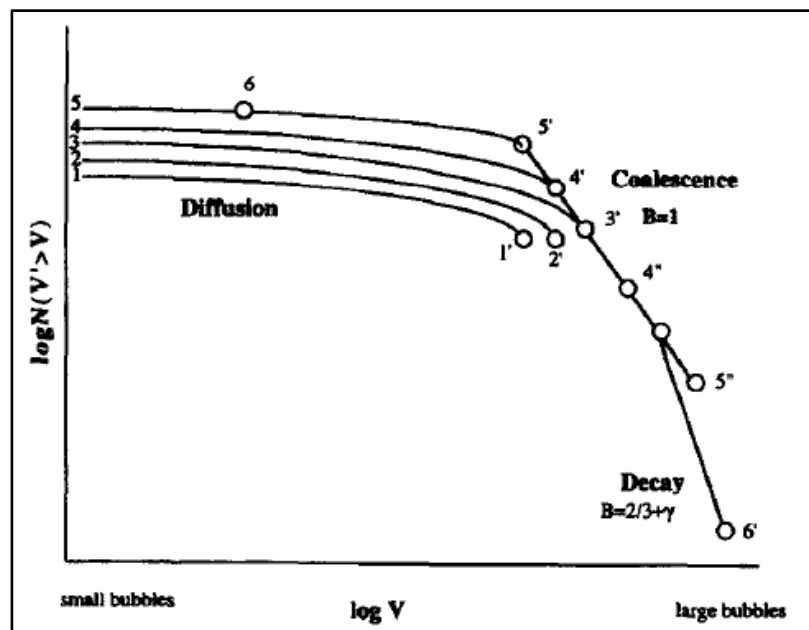


Figura 10. (Gaonac'h 1996a) Relación entre Log (N(V)) vs Log V. Se puede observar los procesos dominantes en distintos rangos de tamaños.

En la Figura 10, se establece una evolución de BSD. Esta comienza como un segmento en 1-1', por medio de difusión, este aumenta hasta el segmento 2-2', en el lapso de tiempo siguiente, vuelve a aumentar hasta 3-3'. En el punto 3' se logra alcanzar el tamaño crítico donde el proceso de difusión deja de ser eficiente en el crecimiento y el proceso de coalescencia se vuelve preponderante. En la curva 4-4' se observa un nuevo aumento en el volumen y el número de burbujas,

se puede observar que el punto 3' evolucionó al punto 4'' por medio del proceso de coalescencia. Lo mismo ocurre en el instante siguiente con 5. El proceso anterior, sustentado por la cascada colisional, no puede mantenerse ad-indefinitum en un fluido sin intercambio externo, por consiguiente, llegará el momento donde la exsolución concluirá, se obtendrá un fluido desgasificado y el crecimiento por coalescencia será un régimen menguante.

1. Resultados

1.1 Introducción

En este capítulo se presentarán los resultados de las observaciones de terreno de la colada de lava de 1971 del volcán Villarrica en el frente y en un levee, como también los gráficos BSD y CSD de plagioclasa, piroxeno y óxidos de hierro.

1.2 Caracterización de los Depósitos

Los lugares seleccionados para extraer las muestras, los cuales serán descritos de forma macroscópica, se encuentran en el valle del Chaillupén (Figura 11a.)

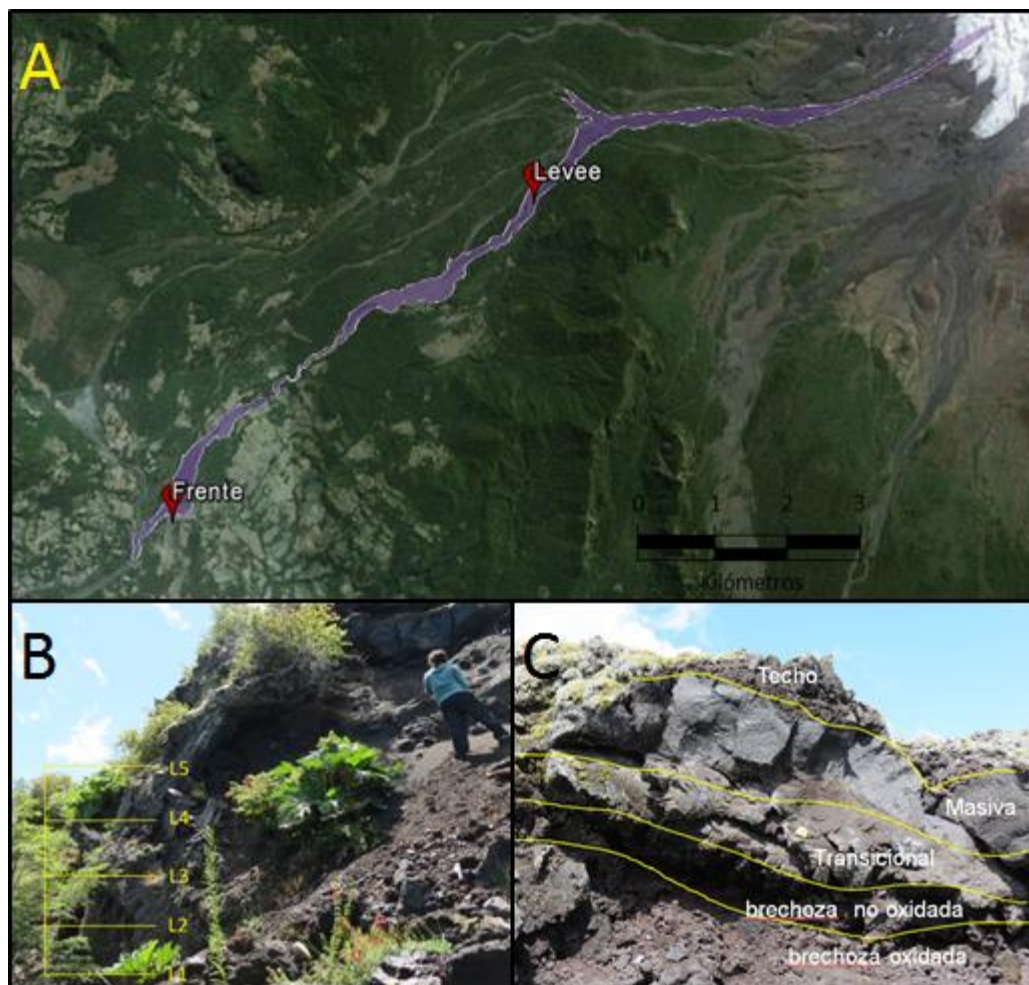


Figura 11. A) se señala el área abarcada por el flujo sur de lava de la erupción de 1971, señalado en rojo se muestran ambos puntos de extracción de las muestras. B) Pared seleccionada del levee, se señalan los distintos horizontes donde se extrajeron las muestras. C) Segmentación horizontal del frente

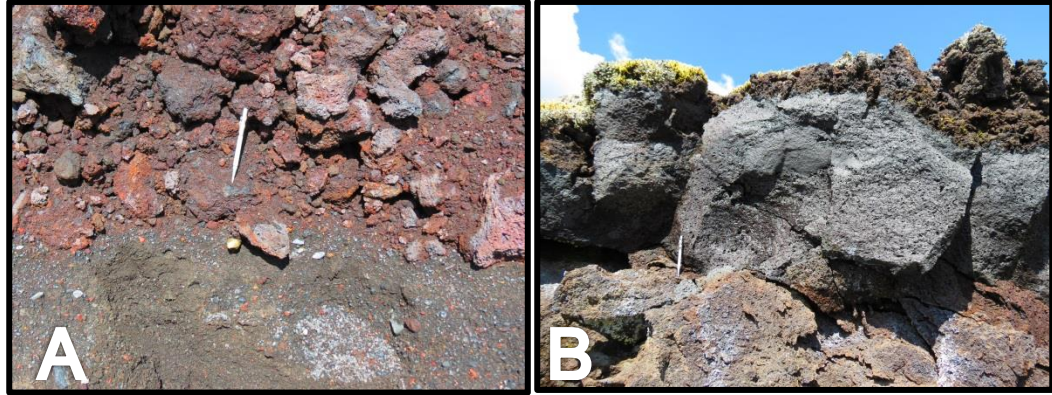


Figura 12. A) Horizonte brechozo oxidado basal, B) En orden ascendente, horizonte transicional, horizonte masivo y techo.

1.2.1 Levee

El lugar seleccionado (Figura 11b) para el estudio se encuentra a 7,5 km al SW del cráter del volcán Villarrica, corresponde al borde oriental del valle del Chaillupén. En este lugar el flujo de lava avanzó cubriendo el valle en su totalidad, alcanzando un ancho cercano a 140 metros y un espesor que bordea los 20 metros. La inspección visual del levee reveló la inexistencia de variaciones verticales macroscópicas vesiculares, cristalinas y cromáticas. Se muestreó con intervalos de 50 centímetros desde la base hasta una altura de 2,5 metros.

1.2.2 Frente

Se encuentra a 14 km de distancia del cráter del volcán Villarrica (Figura 11a), corresponde a una zona caracterizada por lóbulos terminales (no siendo los más distales presentes). Estos lóbulos se forman debido a la topografía local, donde el encajonamiento del río Chaillupén disminuye y la pendiente en dirección NE-SW es similar a la pendiente dirección N-S.

La inspección visual, reveló la existencia de distintos niveles en la vertical (Figura 11c). Existiendo una coloración rojiza característica de la base acompañada de una vesicularidad elevada y la presencia de gran cantidad bloques sueltos de variados tamaños (Figura 12A), propios del avance de Caterpillar de este tipo de lava (Brechoza oxidada). El horizonte superior comparte la presencia de bloques pero no presenta la coloración rojiza (Brechoza no oxidada). En el horizonte siguiente (Transicional) se observa una coloración parda rojiza. En él, se reconoció una disminución en la vesicularidad, observándose un cambio gradual entre la vesicularidad de la capa brechoza oxidada y el horizonte superior masivo (Figura 12B). El horizonte masivo posee un color morado-azulado oscuro y presenta gran heterogeneidad en la vesicularidad, estas no poseen extensión lateral y parecen ser aleatorias. Por último, el techo presenta una vesicularidad elevada (semejante a la base de la colada). Del frente de la colada se tomaron 5 muestras, siendo una muestra originaria de cada horizonte descrito anteriormente. En la tabla 2 se observan los espesores medidos.

Muestra	Horizonte	Grosor(cm)
Fa1	Brechoza Oxidada	60
Fa2	Brechoza No Oxidada	35
Fa3	Transicional	40
Fa4	Masiva	40
Fa6	Techo	30

Tabla 1. Correlación entre caracterización y muestra tomada

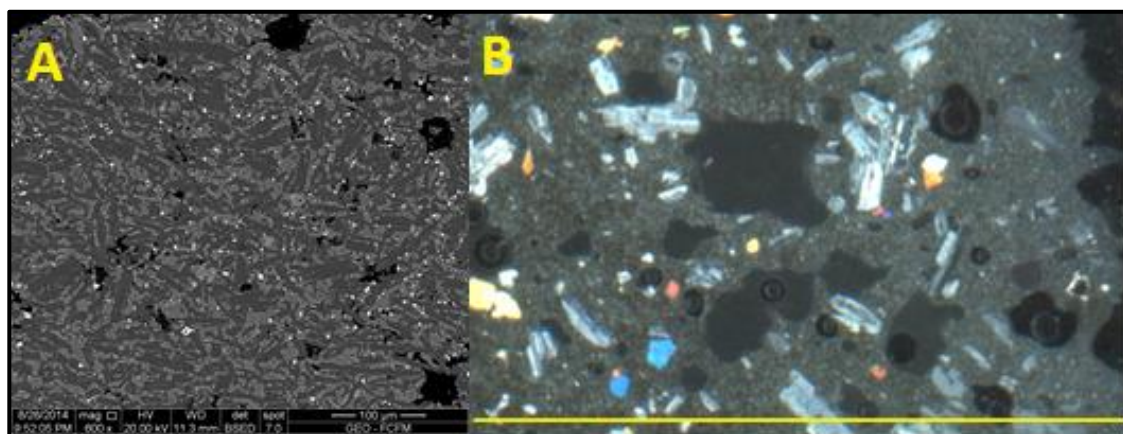


Figura 13. Fotomicrografías de las muestras L1 y L5. La imagen A fue tomada en un microscopio de barrido electrones retrodispersados (BSEM) mientras que la figura B fue tomada por un scanner a un corte transparente (la línea amarilla corresponde a 13 mm).

Ambos depósitos parecen corresponder a una morfología de tipo a'a' de composición basáltica y textura porfírica. Se observan macroscópicamente plagioclasas anhedrales y subhedrales y olivinos subhedrales. Utilizando la clasificación de Salisbury (2008), se dividieron los cristales en 3 familias de poblaciones. Fenocristales (mayores a 0,5 mm), microfenocristales (mayores a 0,1mm y menores a 0,5mm) y microlitos (menores a 0,1 mm). Los Fenocristales y microfenocristales corresponden a cristales de plagioclasa y olivino, principalmente. Mientras que los microlitos se componen principalmente de plagioclasas, piroxenos y óxidos de Fe-Ti (Figura 13).

Los fenocristales de plagioclasa son euhedrales y subhedrales, elongados, alcanzando tamaños máximos de 4,3 mm, con razones de aspecto que oscilan entre 2 y 6. Los fenocristales de olivino son euhedrales y subhedrales, alcanzan tamaños máximos de 2 mm con razones de aspecto de 1. Por otro lado, los microfenocristales de plagioclasa, olivino y piroxeno se presentan euhedrales a subhedrales, con razones de aspecto que oscilan entre 5 a 10, 1 y 1, respectivamente.

Finalmente, los microlitos de plagioclasa se presentan aciculares, con razones de aspecto que oscilan entre 5 a 12, mientras que los microlitos de piroxenos, olivinos y óxidos de hierro presentan razones de aspecto cercanas a 1.

Se reconocen texturas adcumuladas (fenocristales de plagioclasa y olivino), integranular e interfasciculada. La vesicularidad de ambos depósitos oscila entre 5 y 23% no reconociéndose ningún patrón entre distancia recorrida y % de vesículas.

1.3 Criterios de selección de Microlitos

Las fotomicrografías BSEM se caracterizan por representar contrastes de densidad mediante tonalidades de grises. Los cristales con elementos con un alto número atómico se observarán de grises claros o blancos, mientras que los cristales con elementos de un bajo número atómico se verán de un gris oscuro.

. En la Figura 14A se observa la fase cristalina Plagioclasa de color gris oscuro, vesículas de color negro, olivino en gris claro, piroxeno en gris claro (más oscuro que el olivino) y óxidos de hierro en blanco. El coloreado de plagioclasas (Figura 14b) y piroxenos (Figura 14c) se efectuó utilizando el software INCA, para esto se realizó un proceso de selección de grises, procurando que cada rango de grises correspondiera a una fase cristalina, por ende se señaló la fase plagioclasa (cercano al 100% de esta), sin incluir a la fase piroxeno ni a la fase vesículas (fases colindantes en tonos de grises). Luego, se procedió a remarcar esta fase con un color que fuera fácil de reconocer para el software JMicroVision Posteriormente, al tratar la imagen en el software, se seleccionó el rango de rojo que mejor identifica a los distintos cristales de forma individual. En este proceso se pierde un % de la población de plagioclasa en pos de una identificación de objetos adecuada.

Los resultados iniciales producto del tratamiento de imágenes BSEM presentan una subestimación sustancial en el número de población de cristales, una inspección visual de los elementos seleccionados por el software mostró objetos constituidos por grandes aglomeraciones de cristales, los cuales fueron tratadas como uno solo (Figura 15). Estas aglomeraciones son productos de la existencia de nanolitos de plagioclasa y piroxenos entre los microlitos, los cuales poseen bordes poco definidos. La fijación de un umbral de gris amplio termina considerando a los microlitos mas pequeños (<5 um) en mosaico como la continuación de los microlitos adyacentes. A su vez, el software JMicroVision terminado el procedimiento sugería eliminar los objetos más grandes para optimizar el rasterizado. Si se eliminaban los objetos más grandes, porciones importantes de la imagen (usualmente superiores a un 10%) dejaban de estar identificadas.

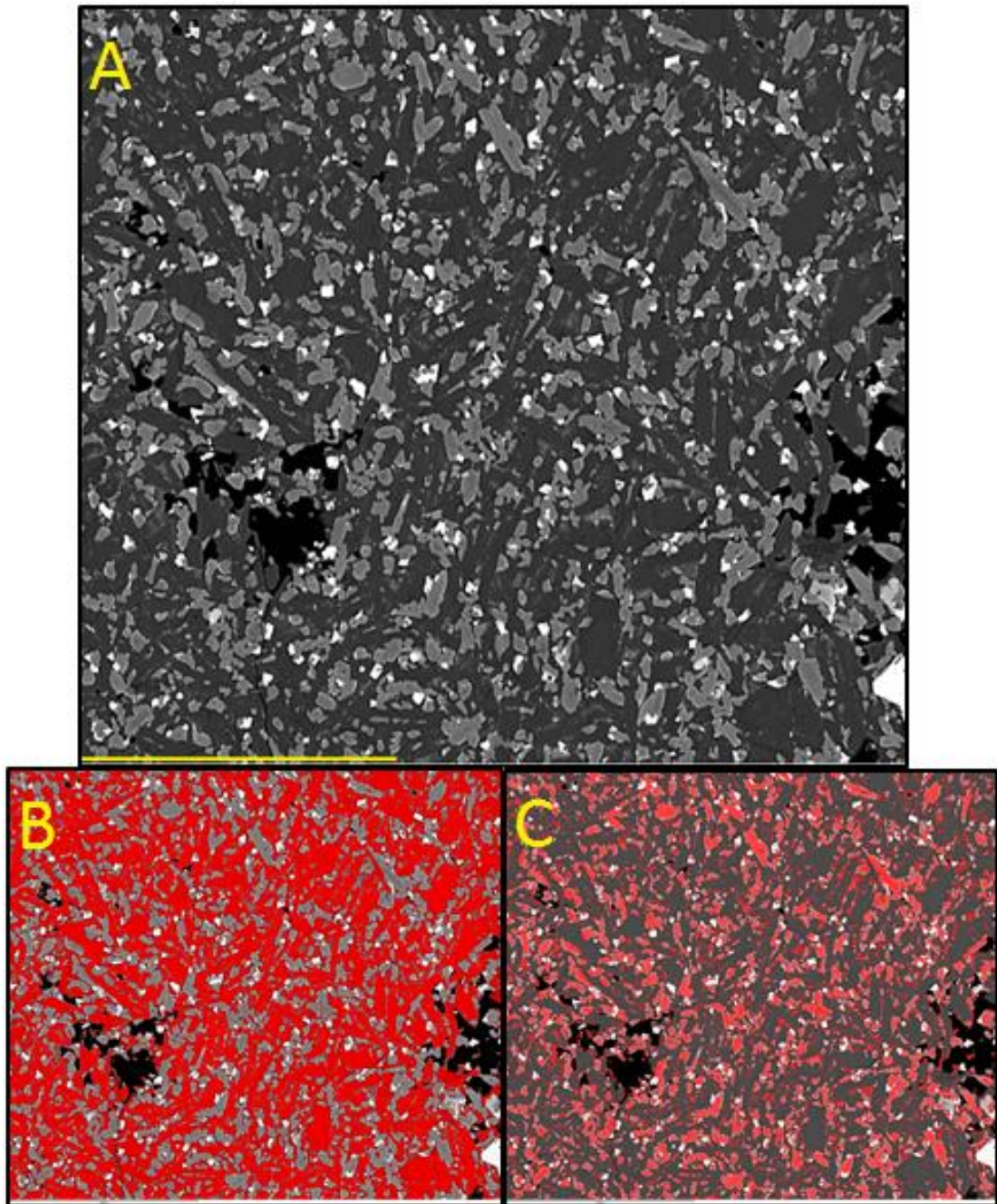


Figura 14. A Imagen a 600x de aumento (L3), la línea amarilla refleja una escala de 200um. Imagen original obtenida por BSEM, imágenes B y C corresponde a población de plagioclasas y población de piroxenos, respectivamente, marcadas con color rojo mediante software INCA.

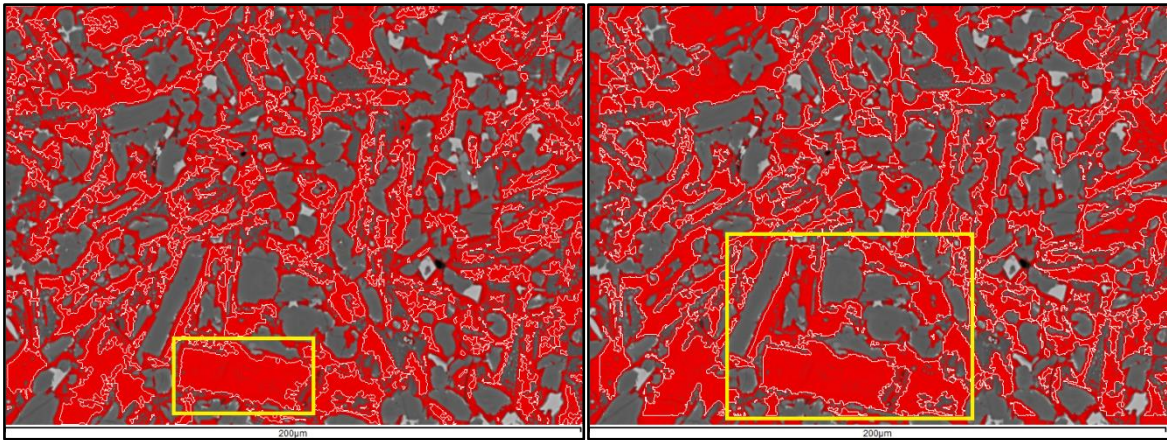


Figura 15. Imagen de plagioclasa (L5) a 600x de aumento (la base corresponde a 200 μm). En la imagen izquierda un solo cristal fue reconocido, en la imagen derecha, el software reconoce como un cristal a todos los cristales en la vecindad del cristal original.

En la Figura 16 la fase mineral observada es piroxeno, esta fase, pese a no ser la fase dominante (Figura 15), continúa mostrando los efectos de aglomeración. A la derecha se observa la imagen real obtenida, donde se selecciona un cristal de piroxeno particular, a la izquierda se observa el efecto de la adición de objetos debido a la textura acumulada. El mismo cristal engloba ahora los cristales de piroxeno adyacentes, por lo cual todos sus parámetros cambiaron (Área, orientación, ejes de la elipse, etc...). Además, para efectos de la distribución de tamaño de cristales, existirá una serie de cristales con tamaños sobrestimados por lo que veremos un sesgo en tamaños menores de cristal (<5 μm) y un leve aumento en la cantidad de cristales mayores (>10 μm).

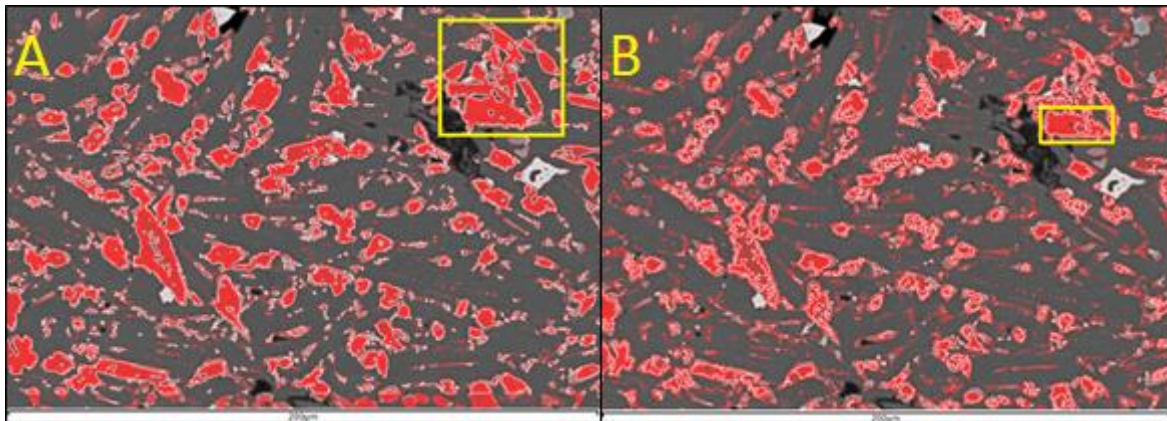


Figura 16. Imagen de piroxeno (L1) a 600x de aumento (la base corresponde a 200 μm). En A se reconoce un cristal con el umbral adecuado, no obstante en B se observa el mismo efecto previamente descrito, donde varios cristales son reconocidos como uno solo.

No todas las fases cristalinas son susceptibles de igual modo a la situación descrita previamente. Siendo solo las poblaciones de plagioclasas y piroxenos las más propensas.

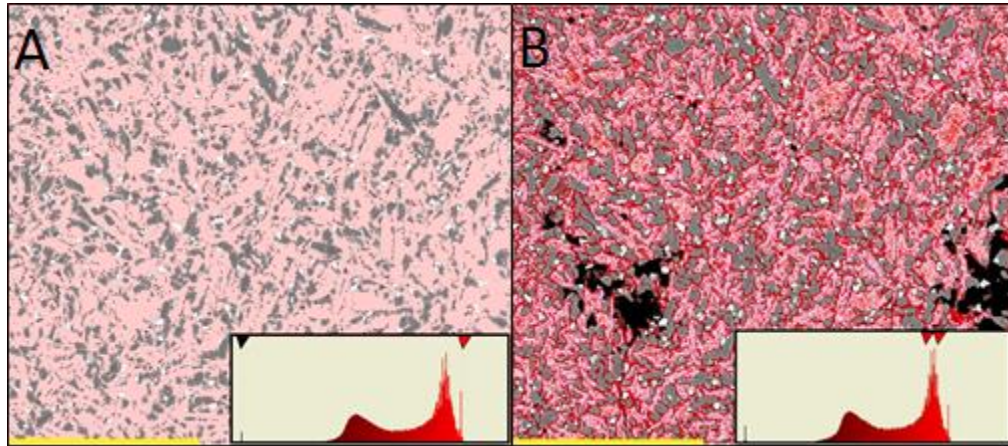


Figura 17. Selección de objetos. A: se ha seleccionado todo el rango de color disponible, desde negro hasta rojo claro. B: se ha seleccionado un rango acotado de color, procurando mantener la mayor cantidad de individualidades de cristales de plagioclasa. La línea amarilla corresponde a 200um

Para ilustrar el caso extremo en términos poblacionales, en la Figura 17, izquierda, se seleccionó toda la población observable de plagioclasa, ocurriendo la interconexión de cristales junto con el reporte de mayor número de población. El % de esta fase, según esta configuración es de 64,67%. Además, utilizando el macro CSDslice4 (extensión de Excel), se obtiene que las dimensiones cristalográficas que mejor representan a este set de datos son: $x = 1$, $y = 1.4$ y $z = 2.8$, con un R^2 de 0,7641. En la Figura 17, derecha, se seleccionó un rango acotado, además se utilizó la herramienta de tolerancia con un rango de 120% (de una intensidad de color rojo promedio en la población de plagioclasa), este proceso sumado a la selección acotada de intensidad que se puede observar en la parte inferior derecha, produjo un % de población de 19,85%, además de dimensiones cristalográficas de: $x = 1$, $y = 2$, $z = 2.8$, con $R^2 = 0,8055$.

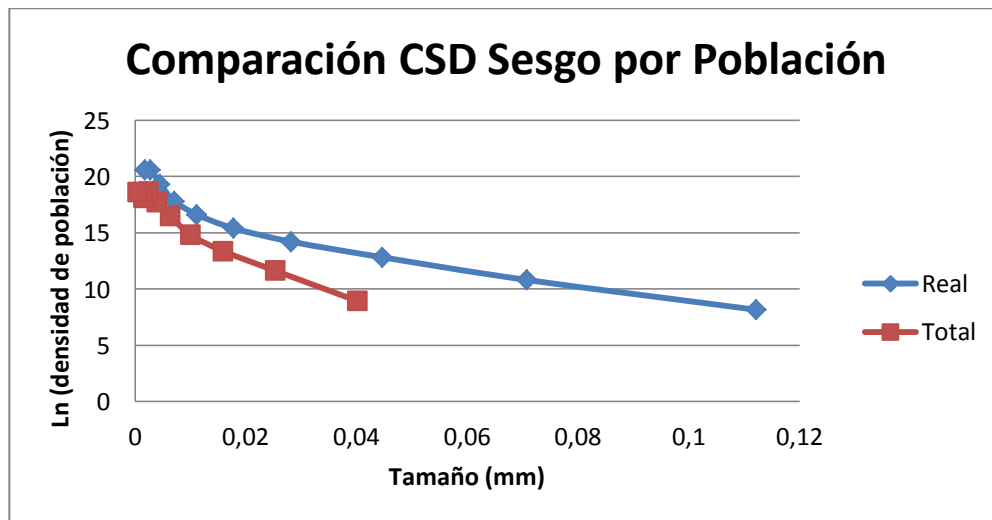


Figura 18. CSD comparativo entre la selección del 100% de plagioclasa existente en las muestras (real) vs un porcentaje inferior que elimina gran parte de la adición de cristales (total)

La Figura 18 muestra la diferencia que se produce en la distribución de tamaño de cristales por un tratamiento poco acucioso de las imágenes de BSEM (CSD de lo observado en la Figura 17). Se puede observar:

- 1) El tamaño máximo (L_{max}) es considerablemente mayor en el caso donde se selecciona el 100% de la población de plagioclasa (2,7 veces mayor)
- 2) Se observa una pendiente menor en tamaños pequeños (inferiores a 10 μm) en el caso real.
- 3) Existirá una sobrestimación de la tasa de crecimiento en el caso donde se considera el 100% de la población de plagioclasa.

Por los puntos anteriormente expuestos es necesario incurrir en la falta de representatividad de la población total de las fases minerales estudiadas a favor de obtener datos cercanos a la realidad.

Respecto a los óxidos de hierro y a las vesículas, el efecto de adición no existe. En el caso de los óxidos de hierro, su bajo % en las muestras y su representación en las imágenes de SEM (color blanco), producen que su demarcación sea simple e inequívoca. Por otro lado, las vesículas poseen una dinámica cinética diferente que evita este problema. En comparación, los cristales poseen una individualidad basada en su cristalografía, los iones se desplazan y se ordenan siguiendo un patrón fijo con ciertas variaciones, por lo cual es posible identificarlos.

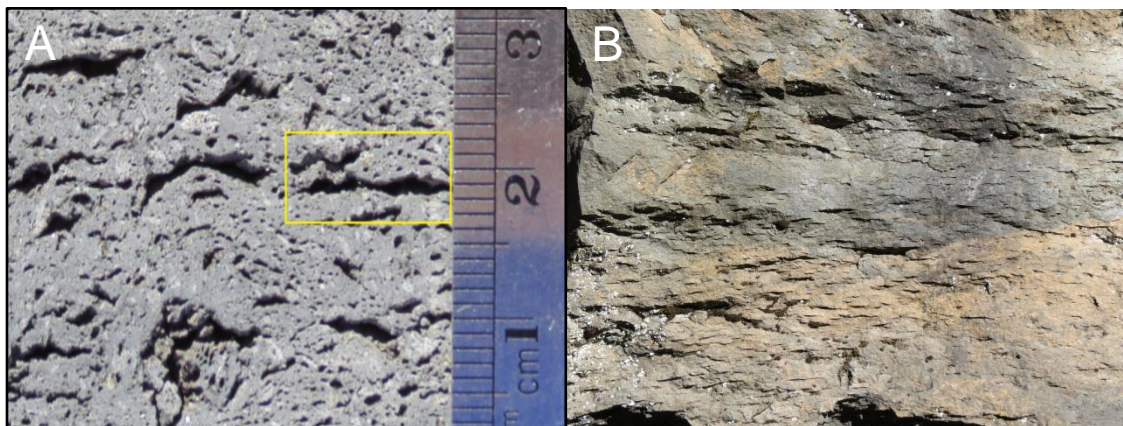


Figura 19. Vesículas deformadas por cizalle del flujo debido al desplazamiento. A. Vesículas cerradas producto del cizalle de la colada de lava. B. En amarillo se observa la unión de burbujas alargadas debido a esta deformación (efecto de coalescencia)

La identificación de clots y la separación de cristales no es un problema para el tratamiento de las imágenes de vesículas dado que una burbuja no solo crecerá por desgasificación del fundido, sino que también se adicionará con otras vesículas que encuentre en su ascenso (coalescencia), si se encuentran vesículas en proceso de coalescencia, no se pueden separar, ya que su forma de crecimiento incluye este proceso. En un estado de reposo de un fluido, las

burbujas tenderán a adquirir una forma esférica (debido a la uniformidad de fuerzas en su contorno y a la disminución del área de contacto con la fase fluida), no obstante, en un fundido silicatado en movimiento estas sufrirán un efecto cizalle, lo que les imprimirá una forma alargada (Figura 19a) y en algunos casos, este mismo efecto será capaz de cerrar las vesículas (Figura 19b)

1.4 BSD

Las vesículas observadas en las muestras poseen una morfología irregular, no presentando simetría, son en general alargadas y aplanadas. Es posible identificar familias de vesículas de bajo tamaño (<1mm) que no están deformadas y mantienen en algún grado su forma esférica mientras que otras se observan alargadas pero regulares (<3mm) y por último, las más numerosas que se encuentran afectadas por alargamiento y aplanamiento.

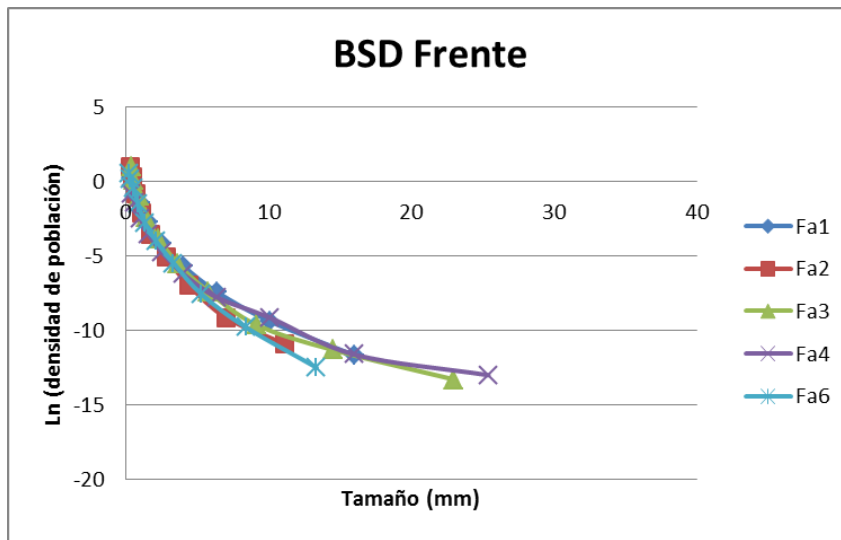


Figura 20. BSD/VSD de la serie del frente de lava

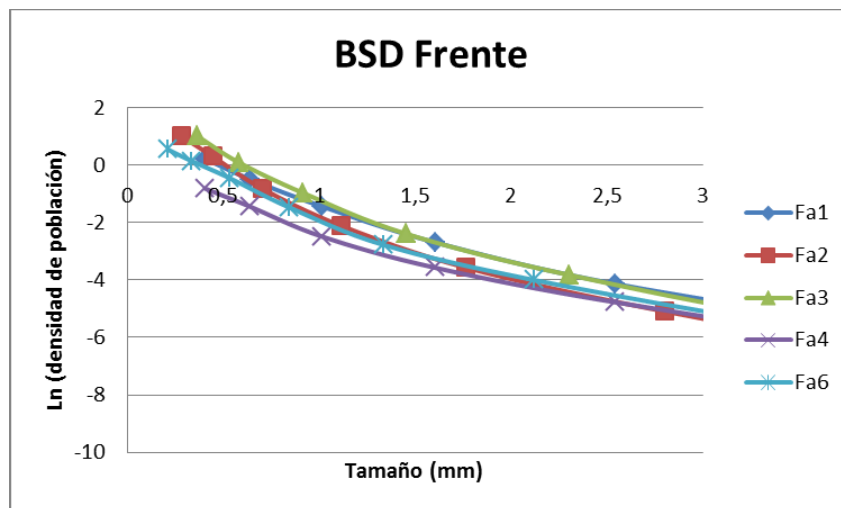


Figura 21. BSD/VSD figura anterior aumentado. Solo se muestran los tamaños desde 0 hasta 3 mm.

Las Figura 20 y Figura 22 corresponden a los BSDs de las muestras del frente y el levee, en ellos se puede observar una disposición convexa de los datos de tamaño y población. Figura 21 y Figura 23, muestran un rango de tamaño más acotado, se observa en ellos que el set de datos del levee posee un desplazamiento horizontal, o sea, para el mismo tamaño de vesículas, tenemos un mayor número en el levee que en el frente. En la Figura 24 se muestra la variación del tamaño máximo de vesículas según horizonte, en él se observa que el tamaño máximo de vesículas disminuye desde la base al horizonte siguiente, para luego aumentar hasta el horizonte 4 (L4 y Fa4, Figura 18b y Figura 18c) disminuyendo abruptamente en el horizonte superior. Esta tendencia existe en ambas series, sin embargo los valores máximos de la serie del levee son superiores a la serie del frente.

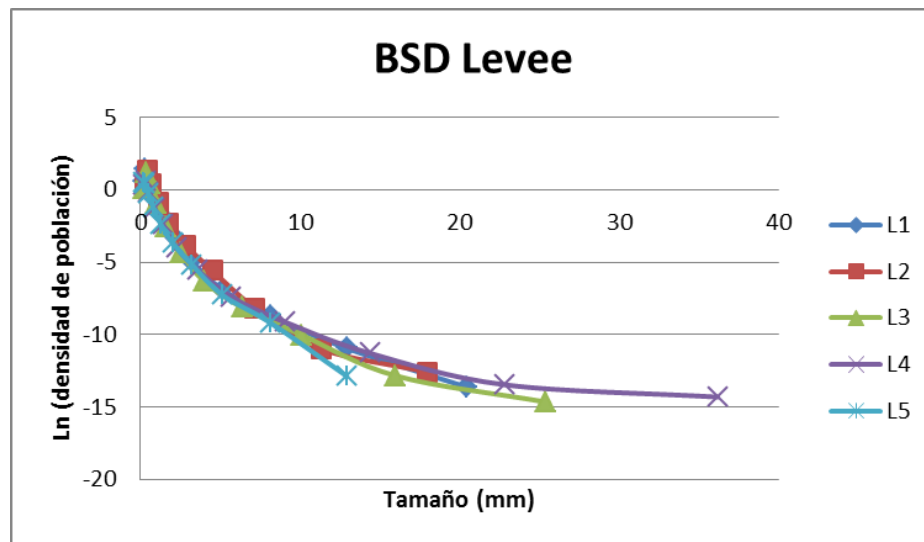


Figura 22. BSD/VSD de la serie del levee de lava

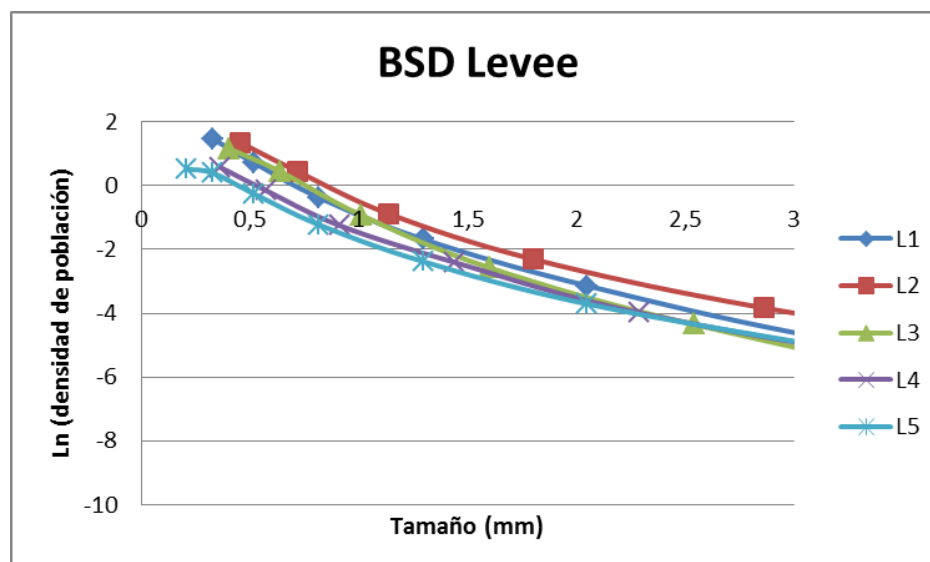


Figura 23. BSD/VSD figura anterior aumentado. Solo se muestran los tamaños desde 0 hasta 3 mm.

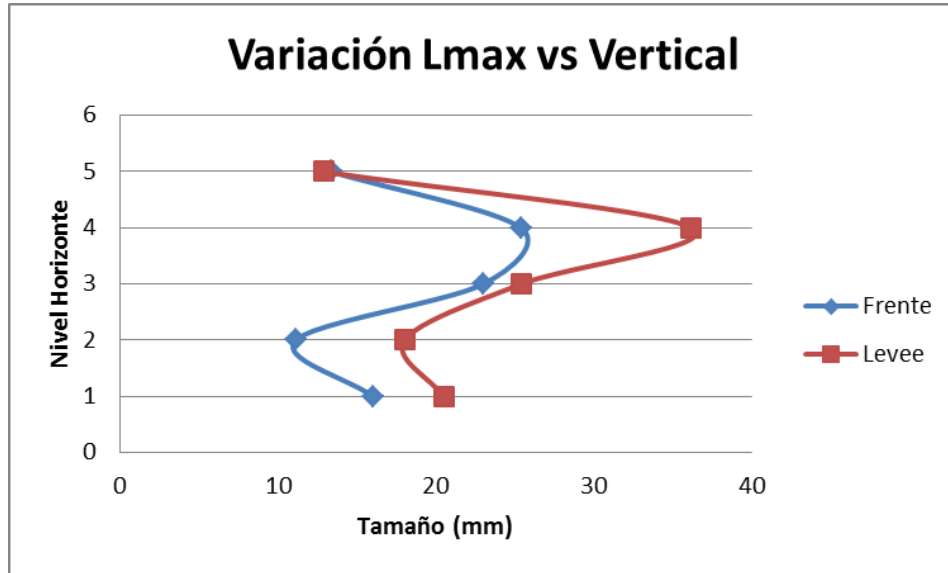


Figura 24. Variación del tamaño máximo de vesícula según horizonte

1.5 CSDs Plagioclasa

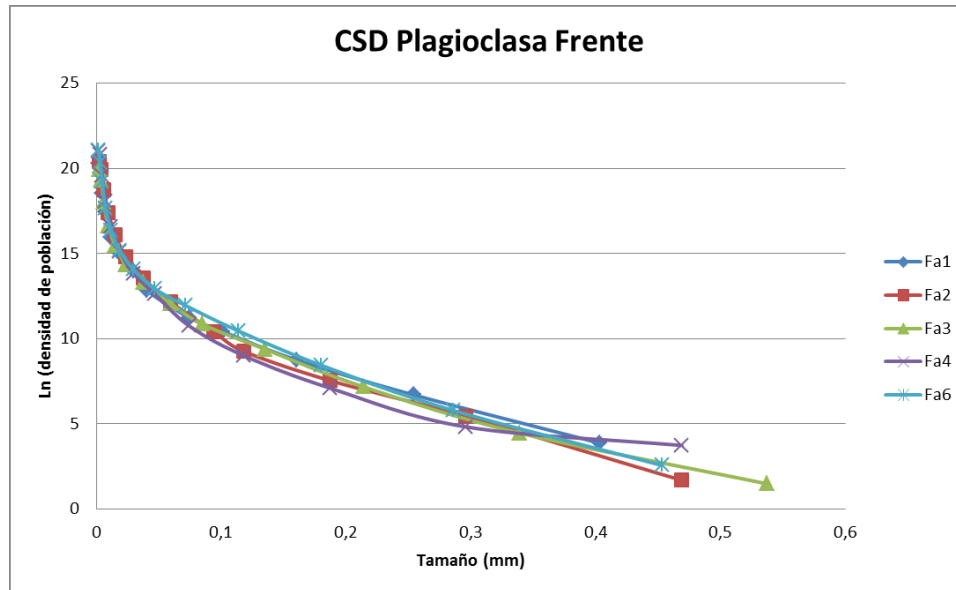


Figura 25. Distribución de tamaño de cristales de plagioclasas de la serie del frente. (Ver figuras 56-60 del material complementario).

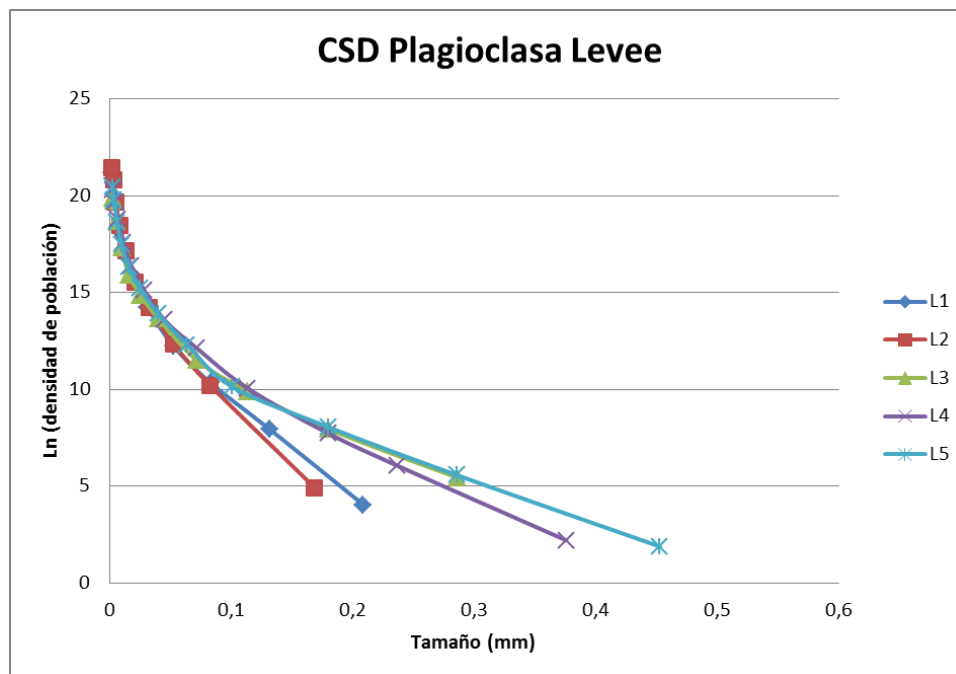


Figura 26. Distribución de tamaño de cristales de plagioclasas de la serie del levee. (Ver figuras 71-75 del material complementario).

Tal como en los BSDs anteriores, la distribución de tamaños de cristales de plagioclasa en el frente y levee presenta una forma convexa (Figura 25 y Figura 26). Adicionalmente, se observa que el comportamiento de las curvas en tamaños grandes ($> 0,1\text{m}$) en el frente no se identifica ninguna tendencia, mientras que en el levee se observa que las curvas se dividen en dos grupos, un grupo compuesto por L1 y L2, horizontes basales, que muestran una menor pendiente y otro grupo constituido por los horizontes (L3, L4 y L5) que muestran una pendiente mayor y un comportamiento casi coincidente. En tamaños pequeños ($< 0,1\text{m}$), no existen relaciones claras entre las distintas curvas, no obstante, se puede observar un quiebre que segmenta esta curva en dos dominios. Este quiebre se encuentra en $0,014\text{ mm}$ en el frente y en $0,017\text{ mm}$, en el levee (Figura 27 y Figura 28).

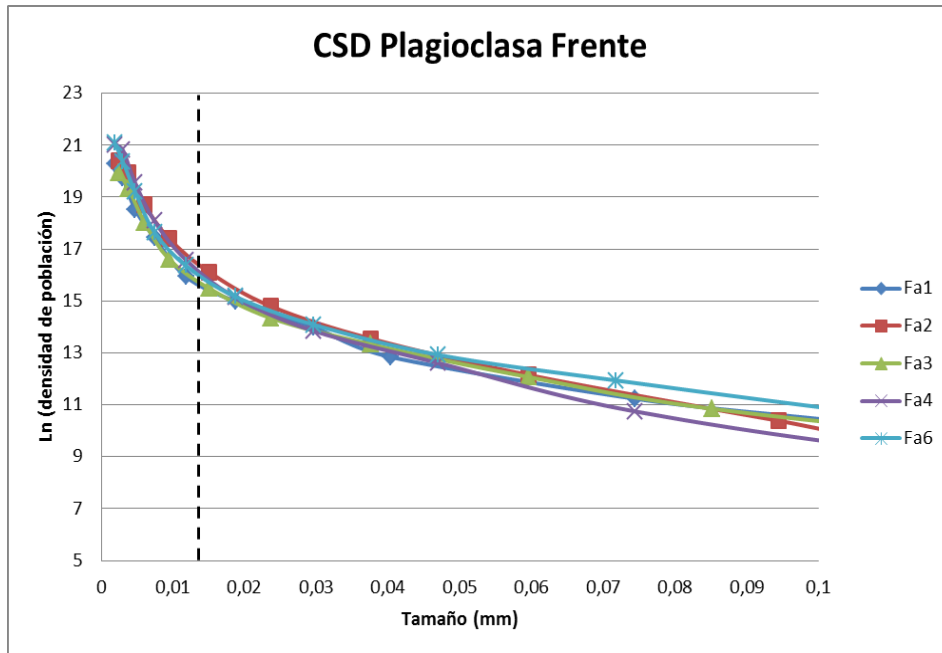


Figura 27. Figura 25 aumentado, mostrando solo el rango de tamaños de 0 hasta 0,1 mm. Se señala con la línea segmentada el tamaño crítico de cristal donde se pueden segmentar las dos curvas

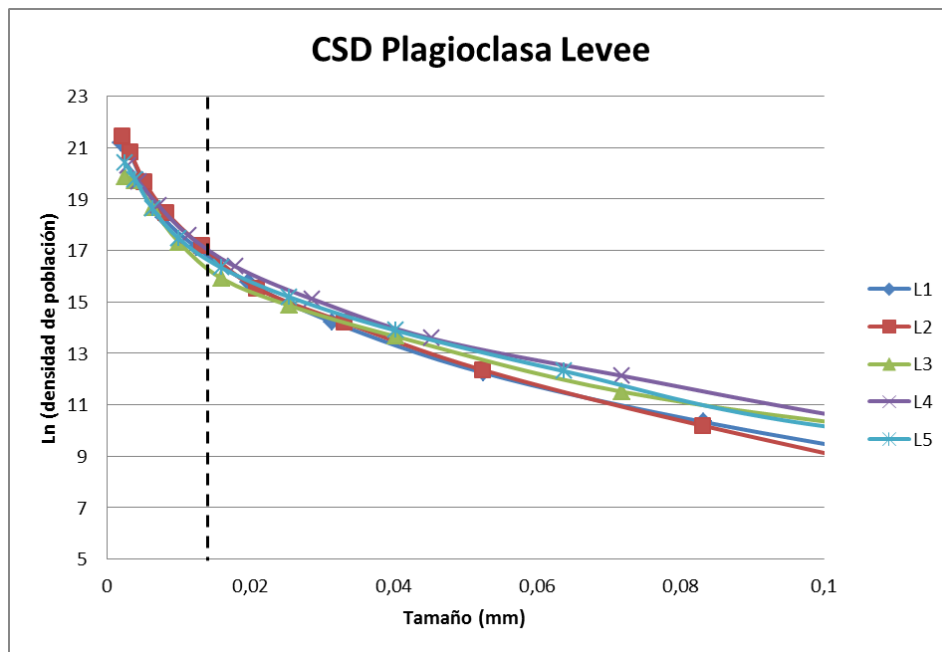


Figura 28. Figura 26 aumentado, mostrando solo el rango de tamaños de 0 hasta 0,1 mm. Se señala con línea segmentada el tamaño crítico de cristal que segmenta la curva.

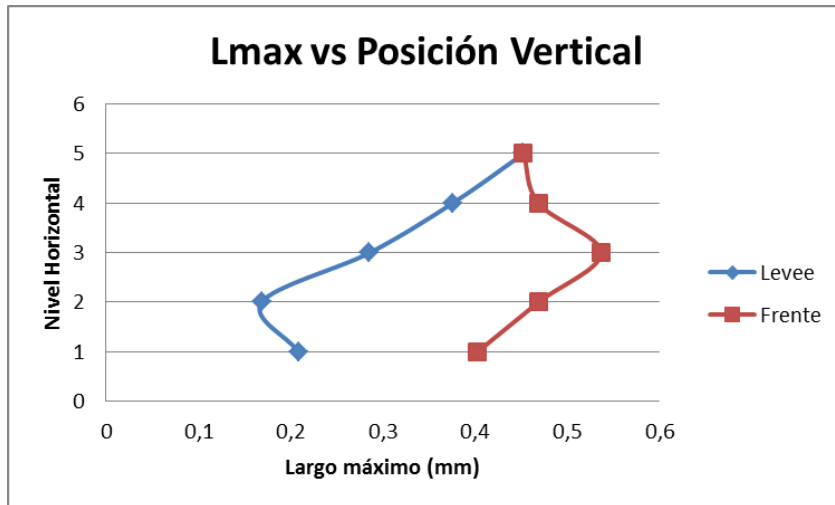


Figura 29. Variación vertical del tamaño máximo de plagioclasa.

El tamaño máximo de plagioclasa (Figura 29), según la escala utilizada, es mayor en la serie del frente que la serie del levee, mostrando una variación progresiva en el levee, aumentando hacia el techo, desde el horizonte L2, mientras que en el frente esta tendencia muestra un tamaño máximo en Fa3, disminuyendo hacia sus bordes (Fa1 y Fa6).

1.6 CSDs Piroxenos

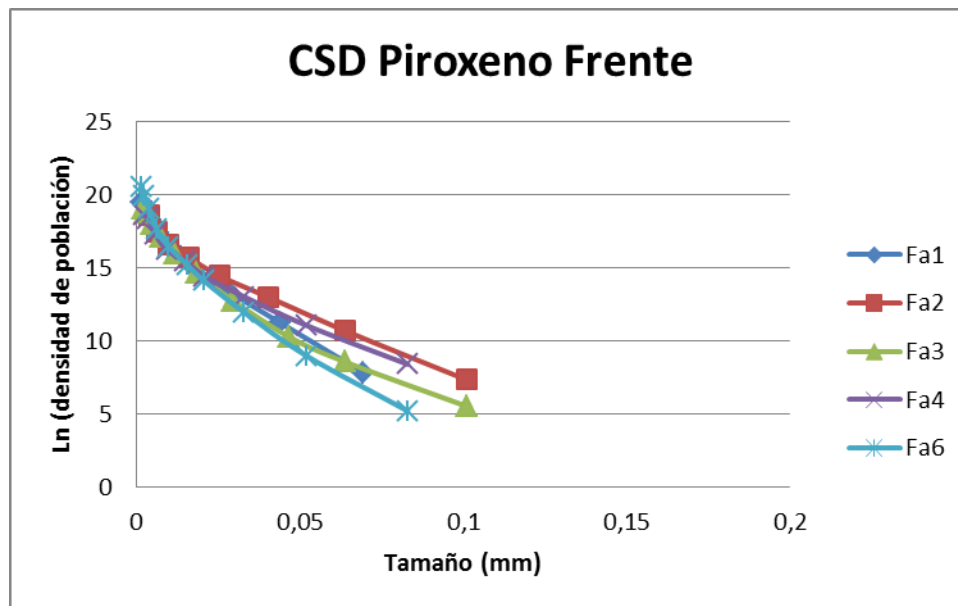


Figura 30. Distribución de tamaño de cristales de Piroxeno de la serie del frente. (Ver figuras 61-65 del material complementario).

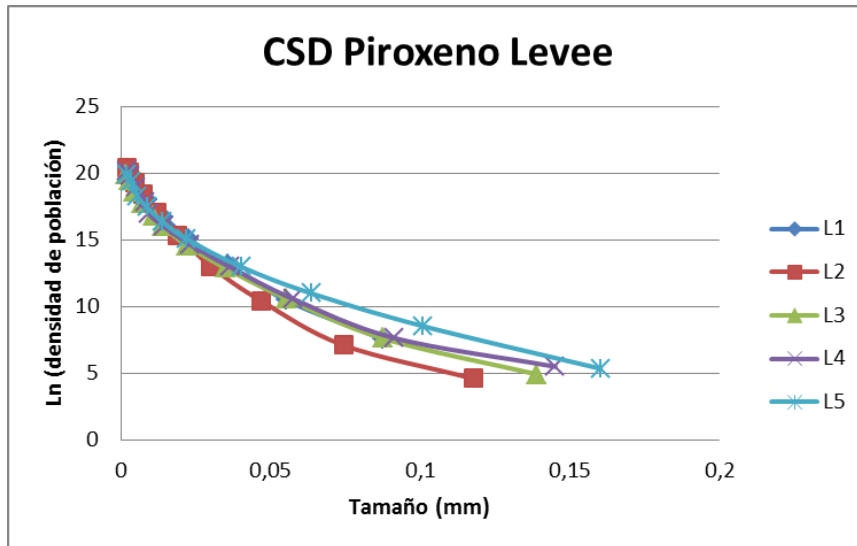


Figura 31. Distribución de tamaño de cristales de Piroxeno de la serie del levee. (Ver figuras 76-80 del material complementario).

A diferencia del BSD y CSD de plagioclasa, donde la convexidad es elevada, en los CSD de piroxenos del frente y levee (Figura 30 y Figura 31) se observa una convexidad menor con puntos de quiebre. Respecto al orden de las series, en grandes tamaños ($>0,05$ mm), no se observa ningún orden aparente en la serie de piroxenos del frente (Figura 30), no obstante en la serie de levee (Figura 31), se observa que las curvas se desplazan hacia la derecha (comparativamente, el mismo número de población posee un tamaño mayor). En tamaños inferiores ($<0,05$ mm) (Figura 32 y Figura 33), se observa que existe un quiebre en ambas series, en el frente el quiebre se encuentra aproximadamente en $0,013$ mm y en el levee en $0,01$ mm.

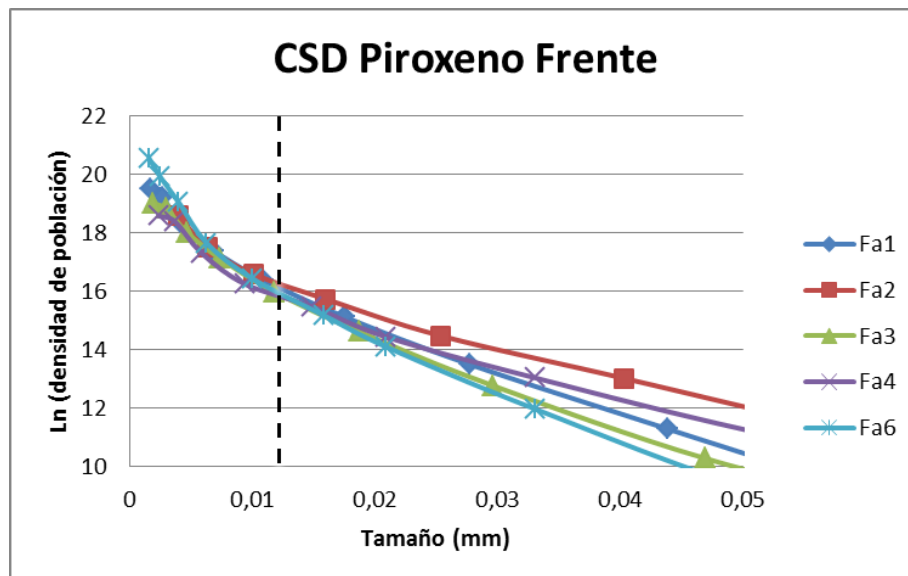


Figura 32. CSD Figura 30 aumentado, mostrando solo el rango de tamaños de 0 hasta $0,05$ mm. Se señala con línea segmentada el tamaño crítico de cristal que segmenta la curva.

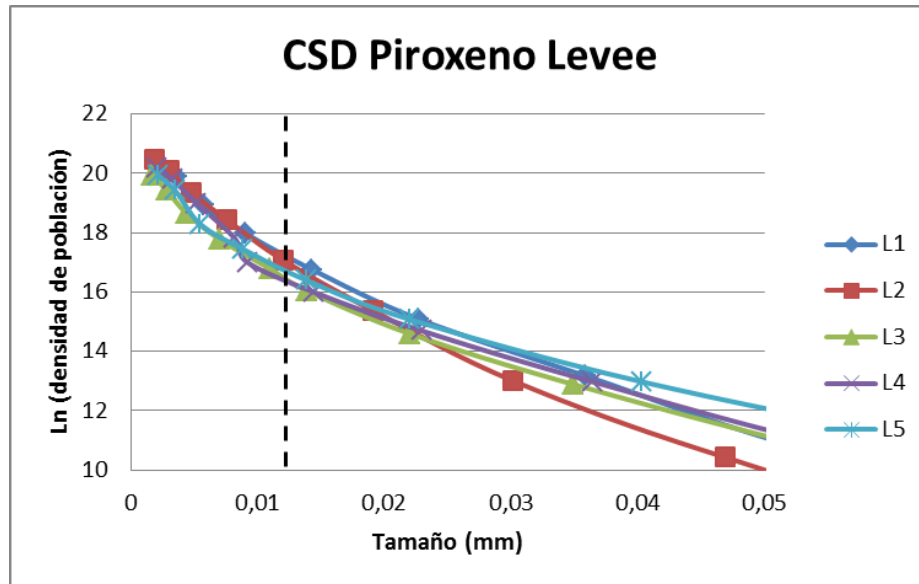


Figura 33. CSD Figura 31 aumentado, mostrando solo el rango de tamaños de 0 hasta 0,05 mm. Se señala con línea segmentada el tamaño crítico de cristal que segmenta la curva.

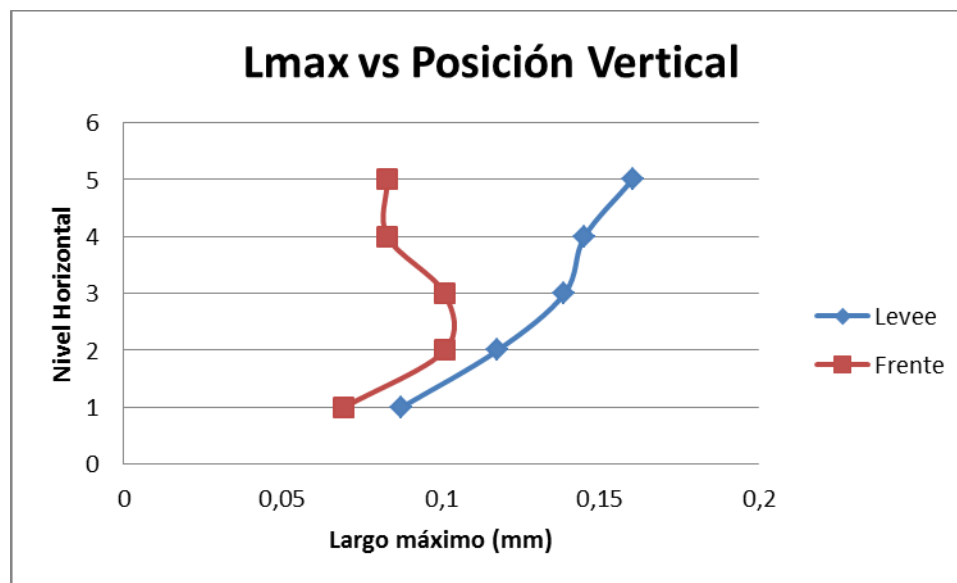


Figura 34. Variación vertical del tamaño máximo de Piroxenos.

En la Figura 34 se observa la variación de Lmax en la vertical, la serie de levee posee mayor tamaño que la serie del frente, aumentando desde la base hasta el techo, por otro lado, la serie del frente muestra un aumento en los horizontes Fa2 y Fa3 para luego disminuir y mantenerse en los horizontes superiores (Fa5 y Fa6).

1.7 Óxidos de Hierro - Titanio

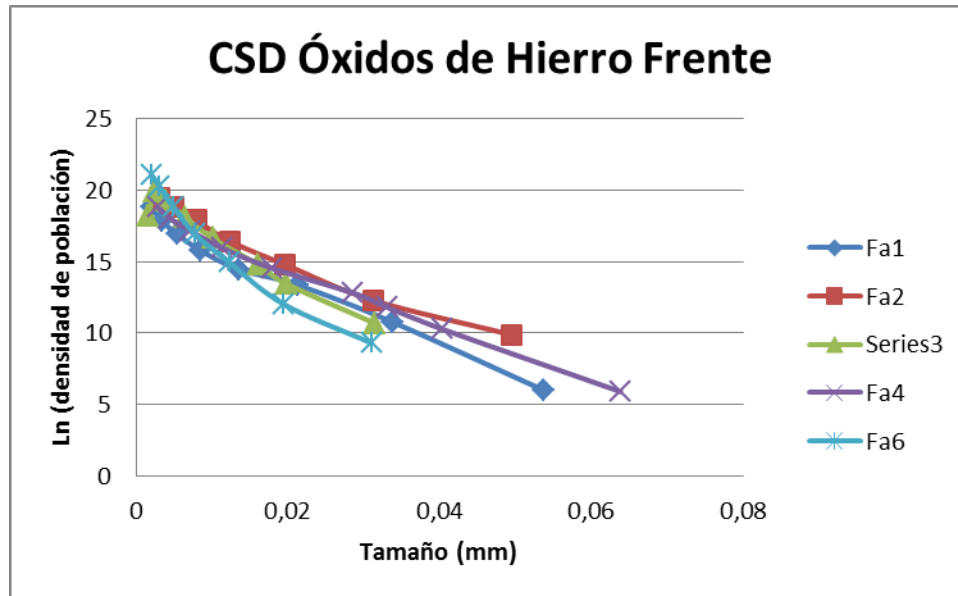


Figura 35. Distribución de tamaño de cristales de Óxidos de hierro de la serie del frente. (Ver figuras 66-70 del material complementario).

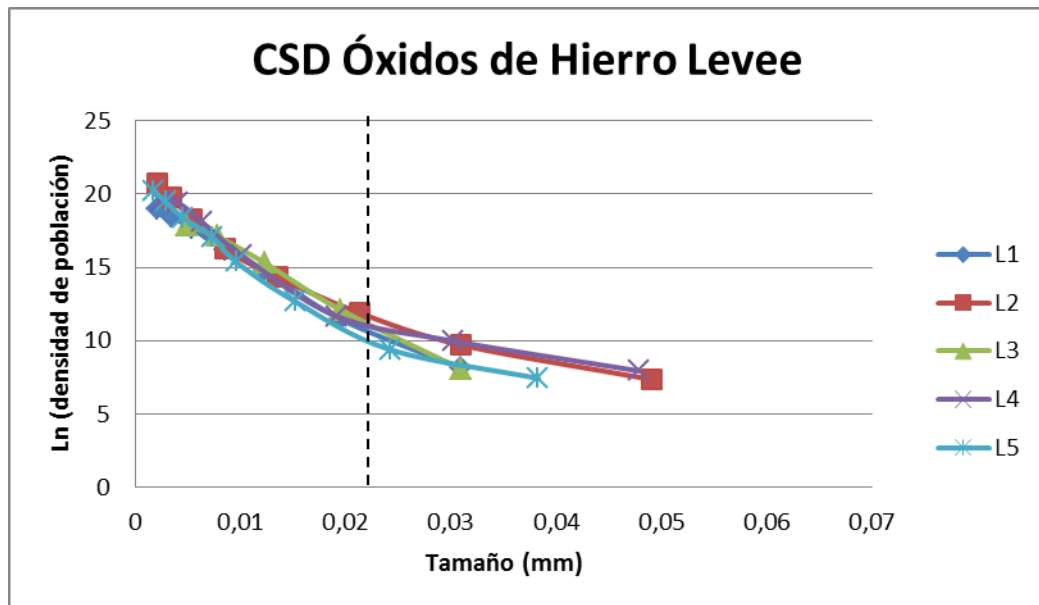


Figura 36. Distribución de tamaño de cristales de Óxido de hierro de la serie del levee. La línea segmentada señala el tamaño crítico que divide dos tendencias reconocibles en la curva. (Ver figuras 81-85 del material complementario).

En la Figura 35 y Figura 36 se observa que el comportamiento convexo, previamente observado en las series anteriores, no está presente. En gran parte de su curva, siguen un comportamiento lineal. La serie de óxidos del frente no presenta ningún quiebre ni orden apreciable, por otro lado, la serie del levee

muestra una un quiebre en su curva en 0,024 mm, no apreciándose ninguna tendencia general.

1.8 Resumen de Resultados

El frente de lava utilizado para extraer las muestras presenta una gran heterogeneidad, exhibiendo en algunos lugares todas las capas descritas en la clasificación (Tabla 1) y en otros solo una fracción de estas. No así el levee, en este no se observó diferencias en su vesicularidad o color, por lo cual se muestreo de forma equidistante (cada 50 cms en la vertical se extrajo una muestra). Esta diferencia entre el tamaño del depósito y las alturas donde se obtuvieron las muestras, puede generar confusión en la comparación entre Frente y Levee.

Los BSDs exhiben un comportamiento convexo, se encontró un orden menor donde los horizontes superiores de ambas series poseen una población menor de vesículas pequeñas. Además, existe una variación del tamaño máximo en la vertical, este comportamiento se observa en ambas series, donde la serie del levee muestra tamaños máximos superiores.

Los CSD de plagioclasa muestran un comportamiento convexo, alejándose del comportamiento lineal esperado según la literatura (Cashman & Marsh 1988, Mangan 1990, Resmini 1994, Higgins 1996, Mock 2005, Salisbury et al 2008). Dentro de este comportamiento, pareciera ser posible identificar tamaños donde ocurren variaciones abruptas en la población de cristales asociada. Por otro lado, los CSDs de piroxenos muestran una disminución notoria de la convexidad observada en CSDs de plagioclasa, volviéndose más lineales. Aun así se identifican dos valores críticos, siendo 0,009 y 0,011 mm, en ambas series. Por último, los CSDs de hierro, resultan ser lineales, solo observándose un quiebre en la serie del levee en un tamaño de 0,024 mm.

2. Discusiones

2.1 Introducción

En este capítulo se discuten las similitudes y diferencias entre BSDs y CSDs del frente y del leve de la colada de lava de 1971 del volcán Villarrica, posteriormente se aborda la amplia variación de la tasa de crecimiento según el undercooling, la composición y el % de agua acorde la literatura, la elección de un valor aproximado de crecimiento constante para este caso puntual, los tiempos de cristalización obtenidos según esa elección y los errores asociados a la selección de metodología de tratamiento de imágenes y al uso de la tasa de crecimiento escogida.

2.2 Contrastes Vesiculares

A pesar de los extensos estudios realizados sobre la dinámica de cristalización (Cashmann 1993, Resmini 1994, Cashmann 1998, Higgins 1996, Salisbury et al 2008, Orlando 2008, entre otros) no se tiene una cantidad de información similar en términos de vesículas, por consiguiente es complejo imponer un tiempo máximo de vesicularización o determinar una tasa de crecimiento de la fase vesicular de la colada de lava de 1971 del volcán Villarrica. Por esto la discusión se centrará principalmente en las variaciones observadas en vesicularidad y BSDs.

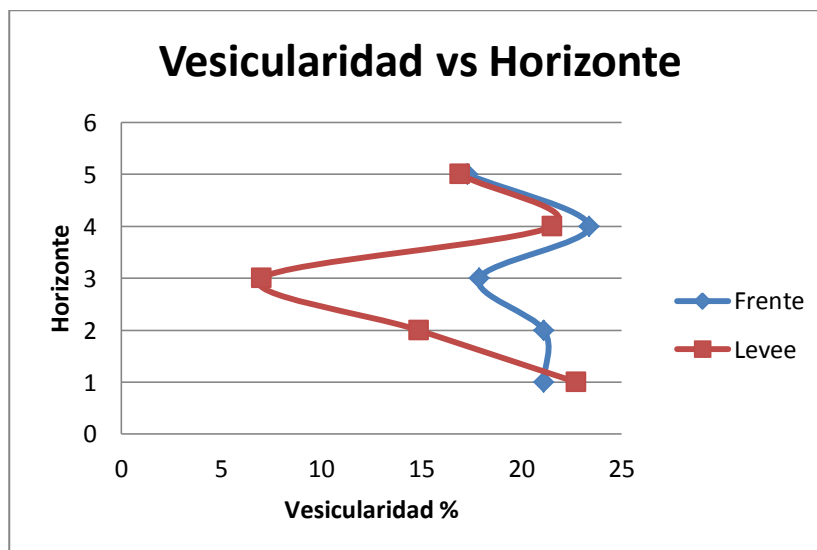


Figura 37. Vesicularidad vs Horizonte. Para ambas series se observa la variación de vesicularidad según los niveles donde fueron muestreados. La serie del levee presenta una disminución considerable de su vesicularidad hacia los segmentos mediales

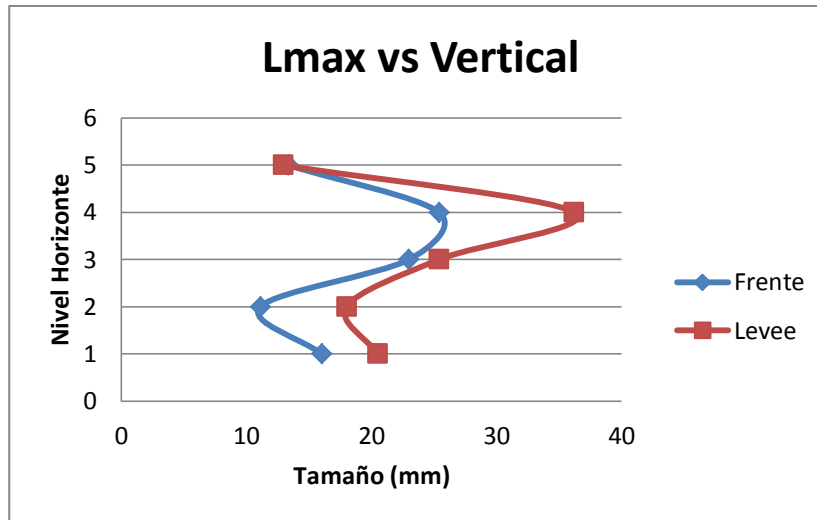


Figura 38. Variación del tamaño máximo de vesícula vs altura.

Los depósitos de lava analizados son altamente heterogéneos en términos vesiculares. La serie del frente de lava presenta una variación de 20% entre todos sus horizontes, los dos horizontes basales poseen % similares, mientras que el horizonte siguiente presenta una disminución, luego se vuelve a presentar una oscilación en los dos siguientes horizontes donde el % de vesículas aumenta y vuelve a disminuir en el techo.

Por otro lado, en el levee, se observa una disminución progresiva desde la base hasta el horizonte número 3. Para luego aumentar y volver a disminuir en el horizonte 5 (Figura 38). Por consiguiente, existe una mayor vesicularidad (milimétrica) en el frente que en el levee. La oscilación presente en la serie del frente ha sido documentada previamente por Aubele (1988). Debiéndose a la forma de enfriamiento de la colada de lava, generando una zonación vertical caracterizada por 3 zonas, una zona vesiculada en la base, otra masiva en el centro y nuevamente, otra zona vesiculada en el techo. Estas zonas se interpretan como un ascenso paulatino de burbujas mientras el flujo se enfría (Obata y Mizuta, 1994). Cuando el magma llega a la superficie, se presenta relativamente homogéneo, el gran contraste entre su temperatura de líquidus y la temperatura ambiente gatilla una cristalización que comienza en los bordes, al mismo tiempo, las burbujas presentes ascienden hacia los horizontes superiores. Comenzando una carrera entre ascenso y aumento de viscosidad debido a la disminución de temperatura. La base del flujo al experimentar mayor pérdida de calor retendrá primero a las burbujas en ascenso, las burbujas de los horizontes mediales continuarán ascendiendo y se concentrarán en el techo del flujo donde son retenidas debido al avance del frente de solidificación.

El tamaño máximo (L_{max}) corresponde al eje mayor de la elipse que mejor aproxima a la vesícula. Este tamaño se interpreta como la multiplicación del tiempo de cristalización total por la tasa de crecimiento promedio. De esta forma, las vesículas con mayor tamaño corresponderán a las burbujas que primero

nuclearon y que continuaron su crecimiento hasta la cristalización total de la colada de lava.

El tamaño máximo en ambas series muestra una tendencia similar, disminuyendo su tamaño máximo desde la base al horizonte suprayacente para luego aumentar paulatinamente hasta el horizonte Fa4 (en el frente) y L4 en el levee, volviendo a disminuir en el techo (Figura 38). Los tamaños máximos registrados de vesículas se encuentran en la serie del levee, probablemente debido a que las vesículas observadas corresponden a las nucleadas en el ascenso que no escaparon a la atmósfera, siendo transportadas por el flujo de lava hasta quedar registradas en el levee, posteriormente en la medida que el flujo avanza por el valle del Río Challupén los volátiles continúan exsoliéndose generando las vesículas registradas en el frente.

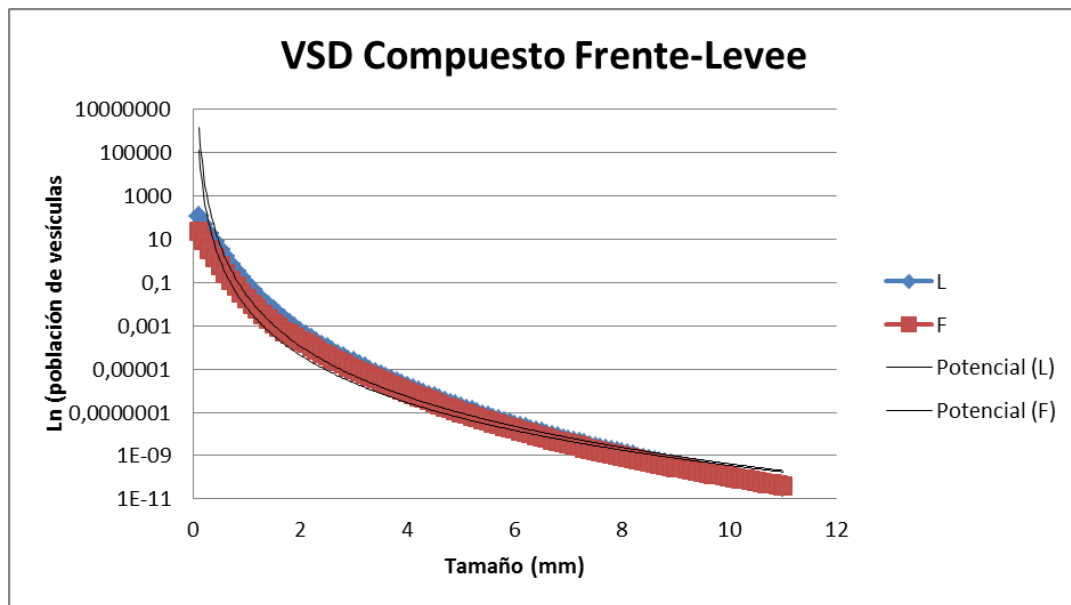


Figura 39. BSD log-lineal. Se observa una mayor población de vesículas de bajo tamaño (<4mm) en la serie del levee.

Dado que las curvas de VSD de los distintos horizontes no permiten visualizar con facilidad diferencias considerables entre las series del frente y levee, resulta conveniente realizar un promedio de VSD por serie. Este promedio contendrá todas las variaciones verticales de la distribución de vesículas (Figura 39). El contraste entre ambas series refleja una diferencia en las poblaciones de vesículas de tamaños inferiores a 4 milímetros. Siendo el levee el set que muestra una mayor población de vesículas en este rango. Una explicación de esta diferencia en la población de la serie del frente sería una disminución en los volátiles disueltos en la lava debido a una desgasificación progresiva durante el emplazamiento, la cual afectaría principalmente a la tasa de nucleación de nuevas burbujas.

Set	Ecuación Fractal	D	R ²
Levee	$y = 0,0249x^{-7,771}$	-7,771	0,9593
Frente	$y = 0,0067x^{-7,277}$	-7,277	0,9588

Tabla 2. Ajuste fractal a curvas VSD del frente y levee.

Los VSDs de ambas series muestran un comportamiento similar, convexo. Gaonac'h (1996a) propone la existencia de una ley potencia gobernando la generación de burbujas en los flujos de lava que presentan este tipo de distribución de vesículas (Figura 40 A), esta ley potencia tendría dos regiones principales, una región para burbujas pequeñas controlada por difusión y otra para burbujas medianas y grandes controladas por coalescencia. La coalescencia funciona como una serie de colisiones de burbujas en distintos tamaños (Figura 40 B), siendo imprescindibles la presencia de una gran población de burbujas pequeñas para mantener este sistema activo. La justificación de este modelo subyace en la dificultad de un solo proceso de crecimiento para lograr el amplio rango de tamaños observado en los distintos depósitos de lava.

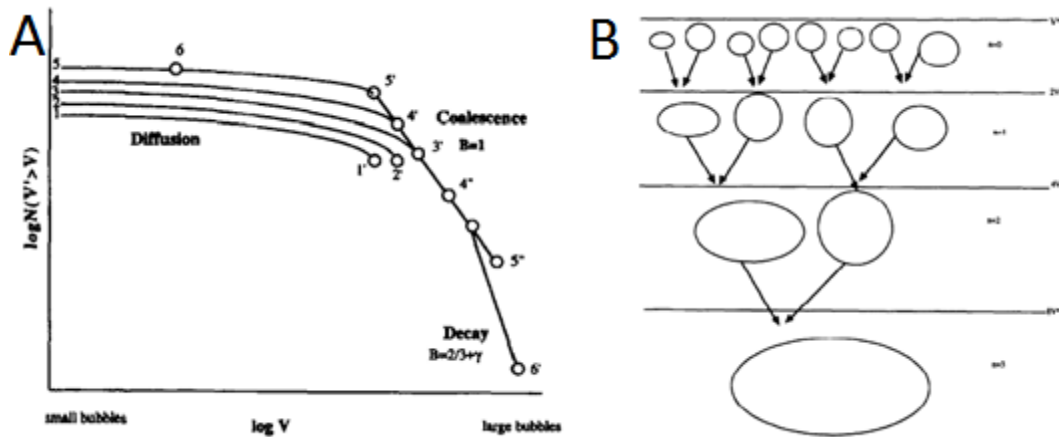


Figura 40. Extraído de Gaonac (1996a) A) Efectos visibles en un gráfico log N vs Log V. Se reconocen regiones dominadas por mecanismos de difusión, coalescencia y agotamiento en el crecimiento de burbujas. B) esquema del crecimiento por coalescencia en cascada.

Blower (2002) determina la factibilidad de alcanzar un BSD dominado por ley potencia solo considerando múltiples eventos de nucleación (sin procesos de coalescencia), siendo los múltiples eventos de nucleación un número discreto de nucleaciones con un tiempo extendido entre estos. Para lograrlo requiere, forzosamente, una condición de desgasificación en desequilibrio, con 3 implicancias: (1) despresurización rápida, (2) baja densidad inicial y (3) baja difusividad de volátiles. Las 3 condiciones en un fundido basáltico no se cumplen (Cashman et al., 1994), por lo cual la única forma de explicar la presencia de un comportamiento de ley potencia es mediante coalescencia.

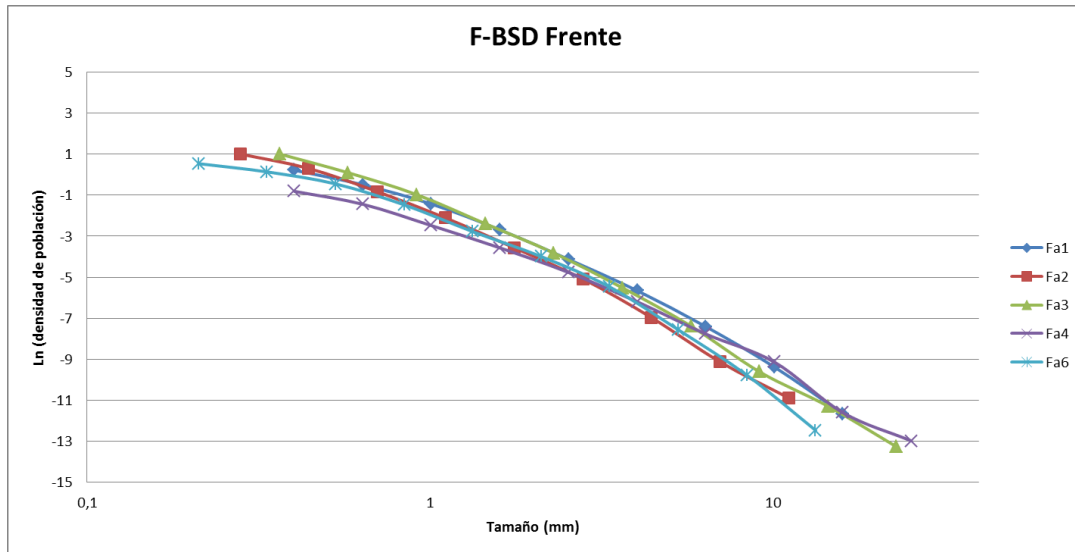


Figura 41. CSD log-log de vesículas, Serie del frente de lava.

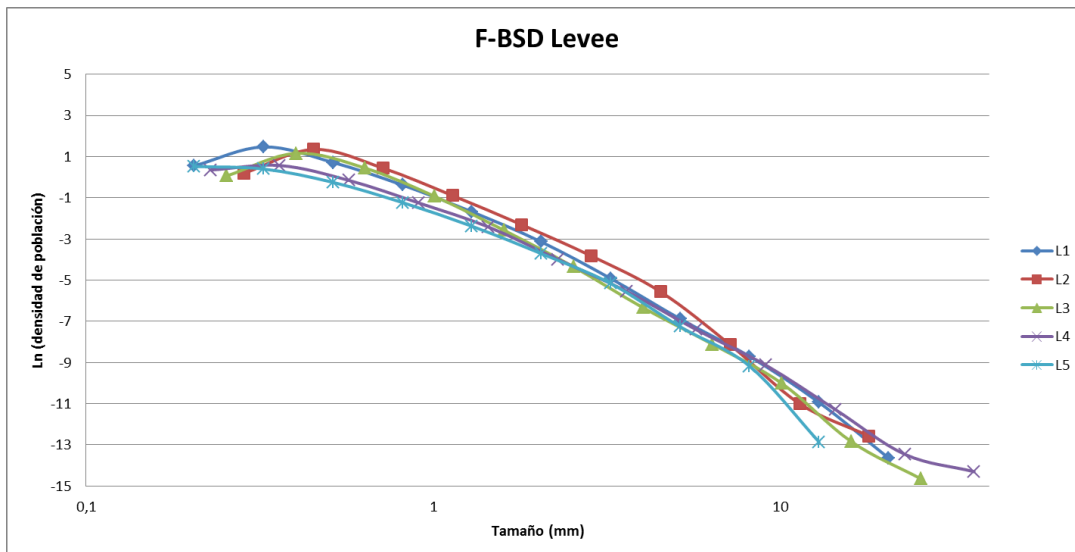


Figura 42. CSD log-log de vesículas. Serie del levee.

Los gráficos Bi-logarítmicos de los depósitos estudiados (Figura 41 y Figura 42) presentan una tendencia de coalescencia (como se observa en la Figura 40 A) para tamaños superiores a 0,3 milímetros. Estableciendo, a su vez, una región dominada por un crecimiento por difusión para tamaños inferiores a este valor.

La Tabla 2 muestra los valores obtenidos producto del ajuste fractal a los VSDs. Es posible verificar un muy buen ajuste de datos y una dimensión fractal de -7,771 para el levee y de -7,277 para el frente. Estos valores indican, según Gaonac'h (1996a), que en la relación $n(V) \propto V^{-B-1}$, ambas series poseen un valor $B > 1$, que sería justificado por un fuerte régimen de crecimiento en cascada no lineal menguante. En otras palabras, la elevada dimensión fractal que relaciona tamaño y población de vesículas en el frente y levee muestra la compleja relación existente entre estas variables, la cual se puede explicar mediante dos

alternativas, empobrecimiento de gas de la lava o escape de burbujas por los horizontes superiores hacia la atmósfera.

2.3 Variaciones Cinéticas Cristalinas

Tal como fue descrito en el segmento contrastes vesiculares, el tamaño máximo de cristal (L_{max}) corresponde al eje mayor de la elipse que mejor aproxima a un cristal, este tamaño representa el tiempo de cristalización total por la tasa de crecimiento promedio. Para una magnificación fija en la masa fundamental (600x), existen variaciones en el tamaño máximo de cristales de plagioclasas en la vertical de ambos depósitos.

2.3.1 Plagioclasa

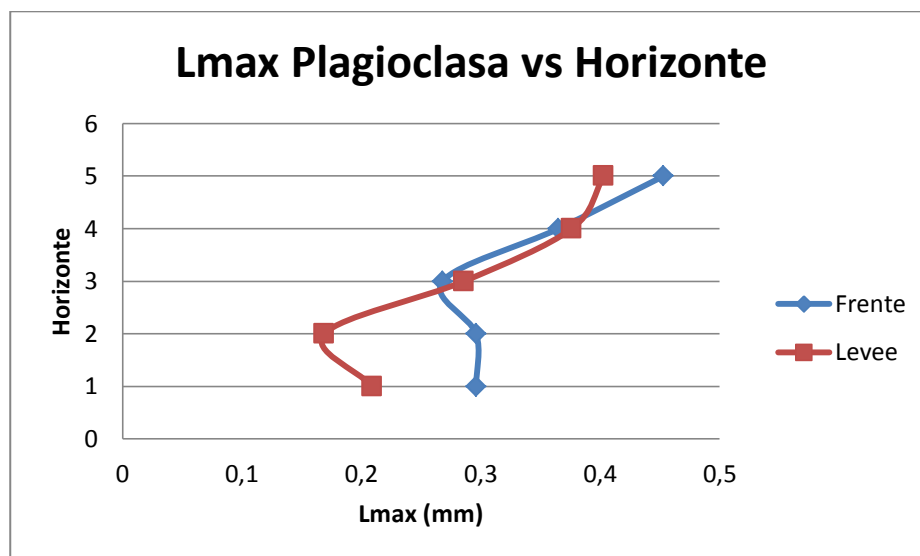


Figura 43. Tamaño máximo de cristal de plagioclasa versus posición de ambas series.

Existe un gradiente en el tamaño de cristal positivo en la vertical en ambas series (Figura 43). La base del levee posee un tamaño máximo menor que el frente (0,1mm menor en el primer horizonte y 0,125 mm menor en el segundo horizonte), en los dos horizontes siguientes ambos aumentan de forma lineal y paralela, terminando en el techo del frente con un tamaño de 0,45mm y en el horizonte 5 del levee en 0,4.

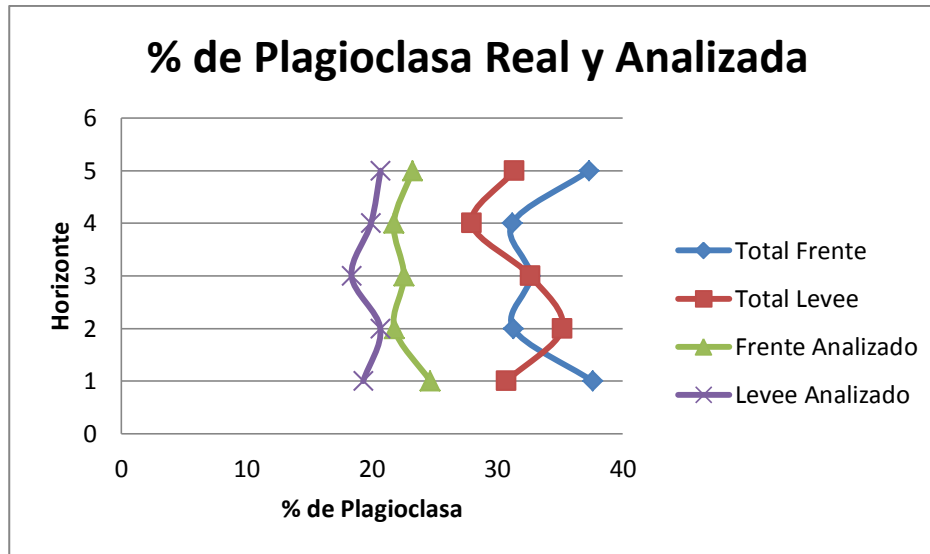


Figura 44. % de plagioclasa vs horizonte. Población total existente en el corte vs población analizada.

La diferencia entre una selección total de microlitos de plagioclasa vs la selección parcial utilizada, arroja lo observado en la Figura 44. Donde el porcentaje de microlitos de plagioclasa oscila en torno a un 35% para ambos depósitos. Respecto al % de minerales sesgados producto de la metodología utilizada (verde y lila), se observa una disminución promedio de un 10% para el frente y de un 13% para el levee, además, el frente sesgado exhibe un comportamiento similar al frente real, con una variación levemente menor en los extremos, no así el levee sesgado que presenta un comportamiento anómalo en el horizonte Fa4 y Fa5. El porcentaje de población no considerado en los análisis de CSDs se debe a: 1) Elevado contraste de densidad de zonación, posiblemente debido a una leve variación entre la composición de los núcleos de microfenocristales y microlitos y 2) Plagioclasa microcristalina. O sea, se debe a las condiciones extremas de la selección de umbrales de color. Si se considera todo un rango de color como una fase mineral, se tiene un entramado de cristales que el software considera como uno solo. Por lo cual, debido a la zonación de plagioclasas de mayor tamaño, se debe seleccionar un abanico de variación acotado con la finalidad de evitar interconexiones. Esta selección acotada repercute en una disminución del área de cristales masivos (0,3-0,45mm), reportándose menores tamaños máximos junto con un menor porcentaje. Por otro lado, produce una disminución de la selección de plagioclasas microcristalinas, disminuyéndose nuevamente la selección de población. Si se fuerza la selección de cristales, buscando seleccionar gran parte de las poblaciones de microcristales de plagioclasa, los problemas existentes serán: interconexión de microcristales (Lmax virtual) y pérdida de % total debido a los cristales masivos.

2.3.2 Diagramas CSDs y Distribución de tamaño de Cristales

La distribución de tamaños de cristales puede observarse de 3 maneras. Como una distribución semi-logarítmica, lognormal o fractal (Higgins 2006). La primera corresponde a la distribución clásica de CSD propuesta por Marsh (1989), Cashman & Marsh (1989), Mangan (1990), donde se construye una recta con pendiente negativa (Figura 45a) con Ln de la población en las ordenadas y el tamaño en las abscisas, las 2 opciones siguientes presentan diferencias notorias con la distribución semi-logarítmica pero sutiles entre sí, por consiguiente para discriminar entre ellas se utiliza la frecuencia normalizada acumulada (Figura 45b) para identificar la distribución log-normal (L-CSD), mientras que para identificar una distribución fractal se utiliza un diagrama bilogarítmico (Figura 45c).

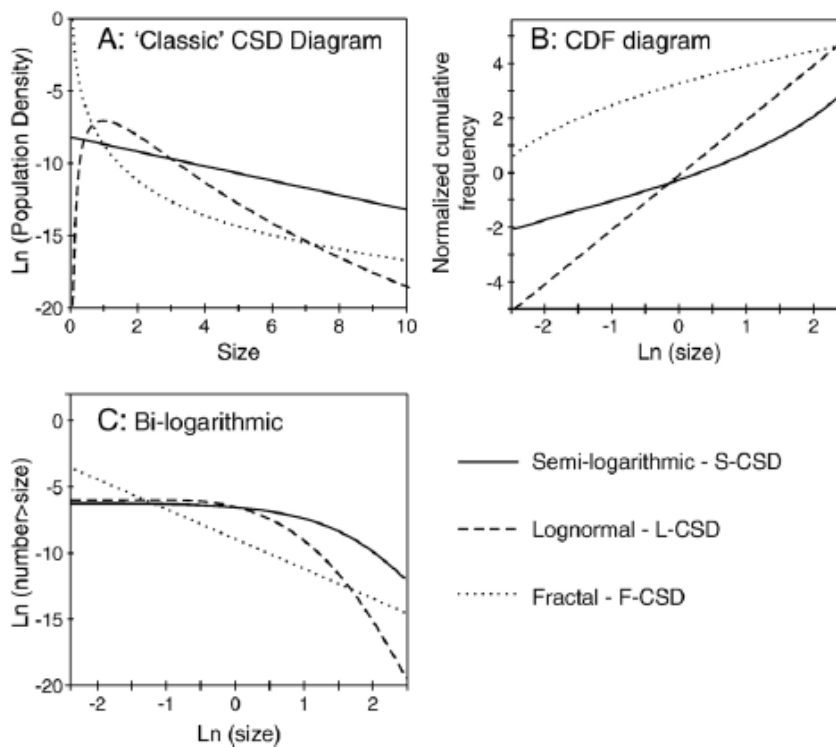


Figura 45. Extraído de Higgins (2006), pág 10. Representación de 3 modelos de distribución diferentes en 3 diagramas distintos. A) diagrama lineal CSD clásico. B) diagrama de frecuencia normalizada acumulada. C) diagrama bilogarítmico

2.3.2.1 F-CSD Plagioclasa

El reconocimiento de la distribución de cristales específica es fundamental para interpretar adecuadamente los procesos involucrados en la historia de cristalización, utilizando la descripción propuesta por Higgins (2006) es posible verificar que la distribución involucrada en cristales de plagioclasa del frente y del levee (Figura 25 y Figura 26) se asemeja a una distribución Fractal (F-CSD) debido a su alta densidad de datos y a la invariabilidad de escala.

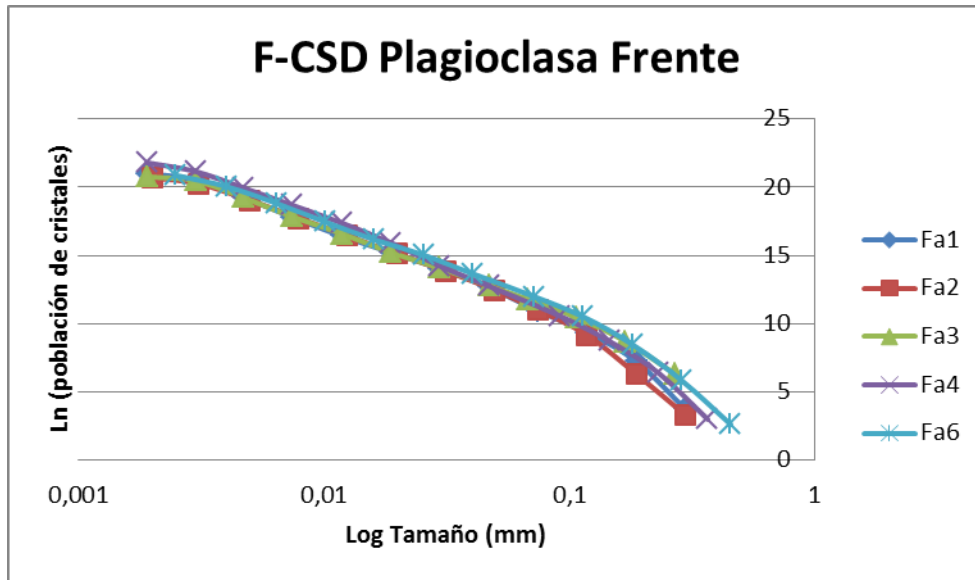


Figura 46. Diagrama bilogárptico de plagioclasa del frente.

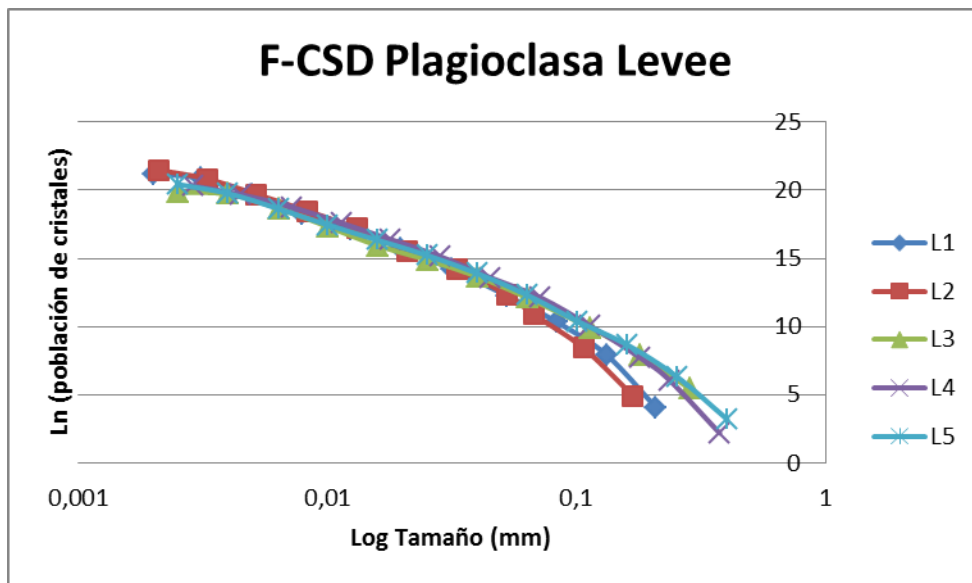


Figura 47. Diagrama bilogárptico de plagioclasa del frente.

Según los datos obtenidos de los gráficos F-CSD (Tabla 3) es posible verificar que efectivamente corresponden a distribuciones fractales por su elevado coeficiente de correlación, el cuál en todos los niveles de ambas serie muestra que alrededor de un 95% de las variaciones en la variable dependiente se puede explicar por la variable independiente. Por otro lado, la dimensionalidad de los modelos fractales de plagioclasa muestra un nivel de complejidad bajo con una buena correlación entre tamaño y población.

Nivel	Ecuación Fractal	D	R ²
L1	$7,1234x^{-0,188}$	0,188	0,9501
L2	$7,177x^{-0,189}$	0,189	0,9514
L3	$7,3686x^{-0,179}$	0,179	0,9511
L4	$7,4551x^{-0,184}$	0,184	0,9477
L5	$7,6093x^{-0,175}$	0,175	0,9557
Fa1	$6,7696x^{-0,193}$	0,193	0,9679
Fa2	$6,7376x^{-0,194}$	0,194	0,9588
Fa3	$7,4653x^{-0,173}$	0,173	0,9815
Fa4	$7,2456x^{-0,187}$	0,187	0,9679
Fa6	$7,529x^{-0,179}$	0,179	0,9802

Tabla 3. Ajuste fractal a curvas CSD de plagioclasa del frente y levee.

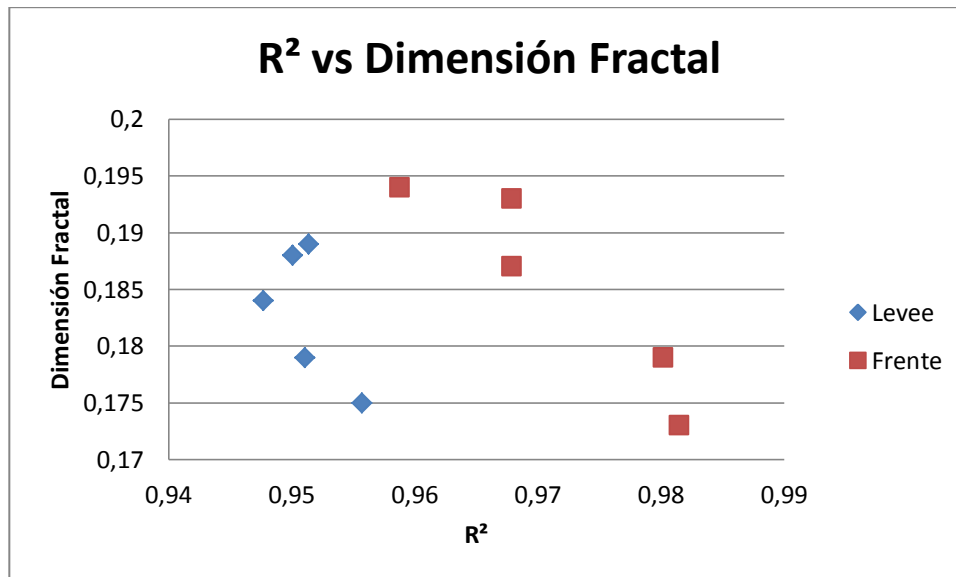


Figura 48. Relación entre R² y la dimensión fractal de las series de plagioclasa.

2.3.2.2 L-CSD Piroxeno

Al reestructurar los datos de CSDs de piroxeno de ambos sets (Figura 30 y Figura 31) en CDF (función de distribución acumulada) es posible verificar su linealidad garantizando una distribución de datos Log-Normal.

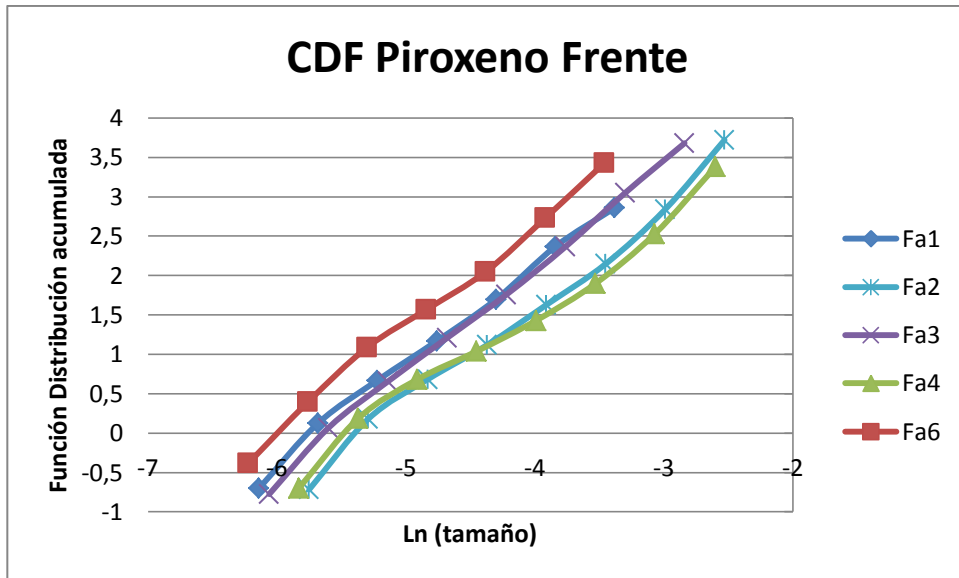


Figura 49. CDF de piroxeno del frente.

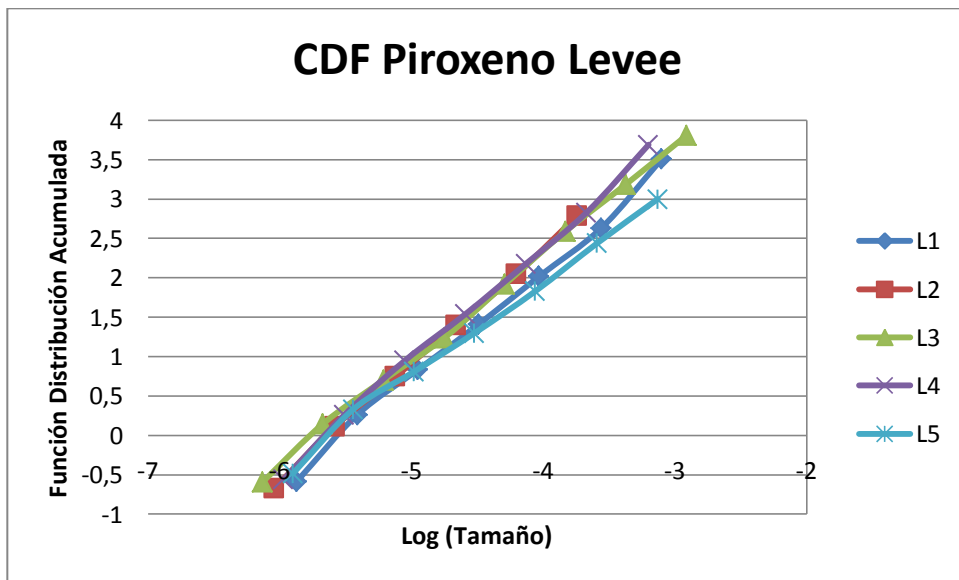


Figura 50. CDF de piroxeno del levee.

Se puede observar una correlación lineal en ambos CDF. Además se observa una mayor variabilidad en los CDF del set del frente que del levee.

2.3.3 Piroxenos

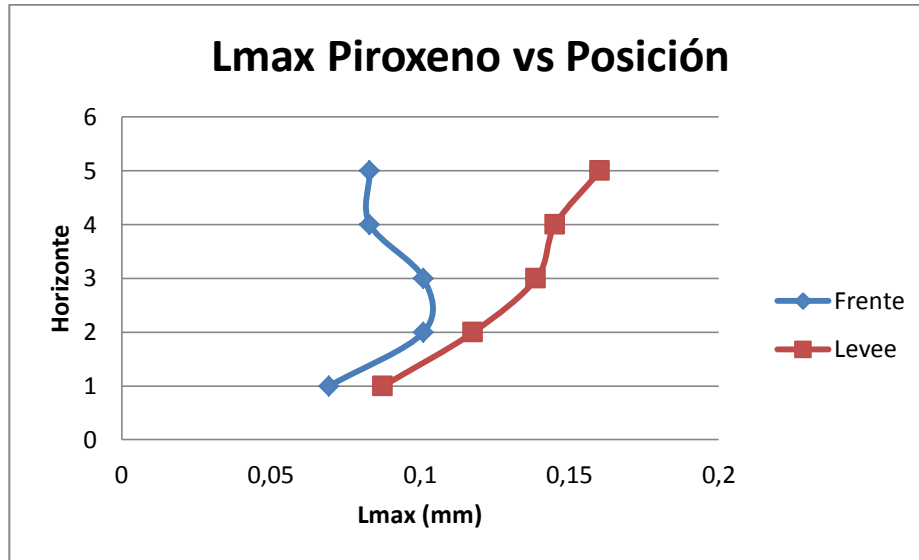


Figura 51. Tamaño máximo de piroxeno vs horizonte.

A diferencia del gradiente encontrado en el tamaño máximo de plagioclasas, en el caso de piroxenos (Figura 51) solo existe un gradiente en la serie del levee se observa una diferencia pronunciada en el tamaño máximo de cristales de piroxeno reportado en el frente y en el levee. En el caso del levee se identifica una secuencia creciente hacia los horizontes superiores, presentando los 3 horizontes inferiores un mayor que los restantes. Por otro lado, en el frente se observa un aumento del tamaño máximo de piroxeno en la base, seguido por una disminución en los horizontes superiores, manteniéndose el tamaño máximo del techo idéntico al tamaño máximo del horizonte inferior. Una explicación para esta diferencia entre ambos depósitos puede ser que los piroxenos con mayor Lmax en el levee hayan comenzado a cristalizar en el ascenso magmático, posteriormente continuaron creciendo en el emplazamiento. Sin embargo, el gradiente positivo en la vertical de tamaños máximos no se puede explicar con facilidad. En el caso del frente, la explicación de la variación del tamaño máximo podría corresponder al avance del frente de enfriamiento desde la base y el techo, lo cual garantizaría un tiempo de cristalización mayor para los horizontes mediales, que se reflejaría en leves aumentos en el tamaño máximo.

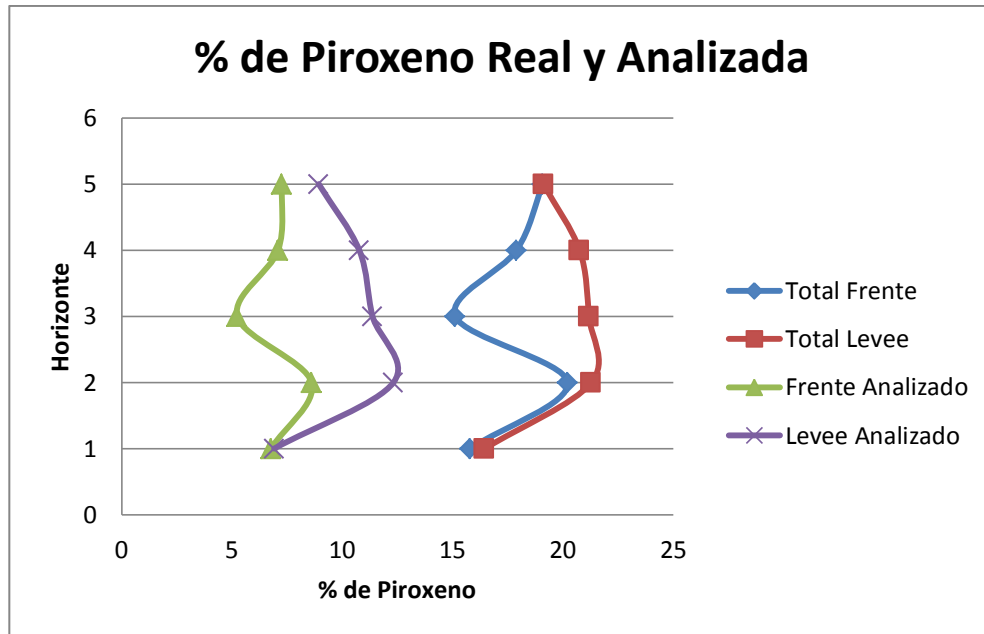


Figura 52. % de piroxeno vs horizonte. Población total existente en el corte vs población analizada.

Tal como se observó en la población de plagioclasas, en la población de piroxenos existe, aproximadamente, un % similar de cristales que no son considerados (10%) para la confección de los CSDs de piroxenos (Figura 52). No obstante, existe una buena correlación entre las curvas totales y analizadas.

2.3.4 Óxidos de Hierro-Titanio

Debido al crecimiento esquelético (Figura 55) de la población de microlitos de óxidos de hierro-titanio esta población de cristales no fue incluida en el análisis cinético. Esta forma de crecimiento involucra un problema en el tratamiento de las imágenes debido a que el software JMicroVision identifica cada segmento de este crecimiento como una unidad aislada, reflejándose en una curva con mayor cantidad de cristales en el segmento más pequeño de lo que en realidad debería ser (sobre estimación de la tasa de crecimiento y tasa de nucleación).

2.4 Pendiente vs tamaño

La información extraíble desde la observación de un gráfico CSD es la que se desprende de la forma general de la curva, el intercepto y la pendiente de la curva. Esta información no es suficiente para caracterizar la evolución de la cristalización y sus variaciones. Para lograr un mejor entendimiento de estos gráficos se requiere un análisis de la variación de la pendiente de la curva en función de su tamaño. Al analizar solo la pendiente, y no la curva original, se facilita el reconocimiento de variaciones abruptas, lo que a su vez permitirá segmentar la curva e identificar valores críticos donde se producen estos cambios.

2.4.1 Pendiente vs tamaño plagioclasa

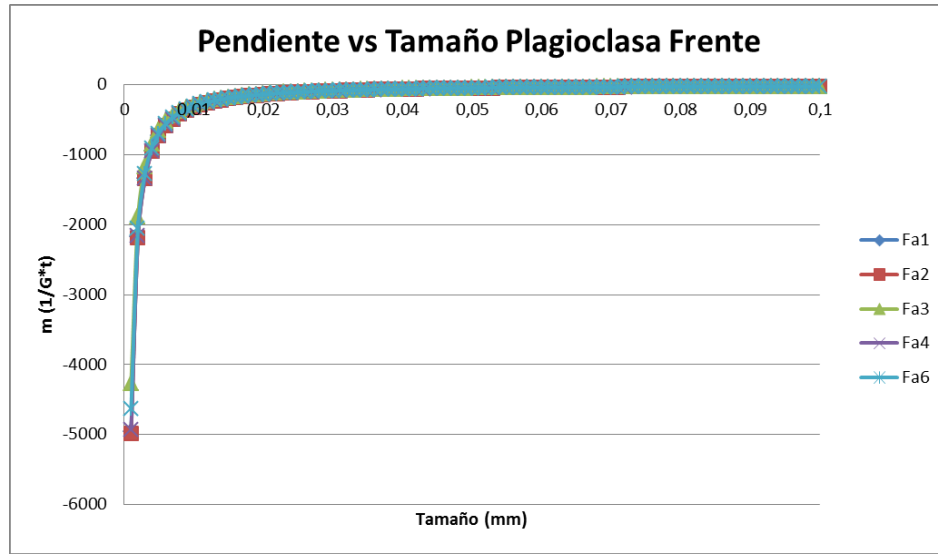


Figura 53. Pendiente ($1/G\tau$) vs tamaño de plagioclasa de la serie del frente.

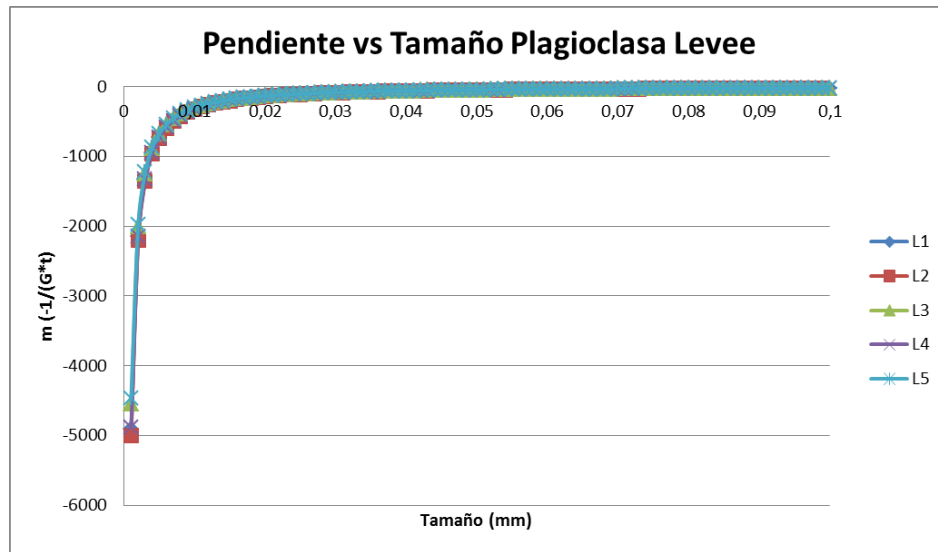


Figura 54. Pendiente ($1/G\tau$) vs tamaño de plagioclasa de la serie del levee.

Considerando que la distribución de tamaños de cristales de ambas series de plagioclasa es fractal (Figura 46, Figura 47 y Tabla 3), la existencia de puntos de quiebres no tiene sentido debido a la invariabilidad de escala existente en estos diagramas, por consiguiente no se puede determinar tamaños críticos en cristales de microlitos de plagioclasa en ambas series.

2.4.2 Tasas de crecimiento

La determinación de tasas de crecimiento desde un gráfico de distribución de tamaño de cristales, sin ninguna información adicional, es imposible. La razón de esto es que la curva es una composición de la tasa de crecimiento y el tiempo

de cristalización, por ende, los datos extraíbles son: 1) las tasas de nucleación, 2) la pendiente (tiempo de residencia * la tasa de crecimiento), 3) tendencias de la forma del gráfico, ya sea: curva, recta, presencia de quiebres y 4) tamaño máximo. Si bien, los datos anteriores entregan una visión general del comportamiento de la cristalización, no dan luces respecto a qué magnitud de crecimiento sufrieron las distintas fases cristalinas representadas en los CSD.

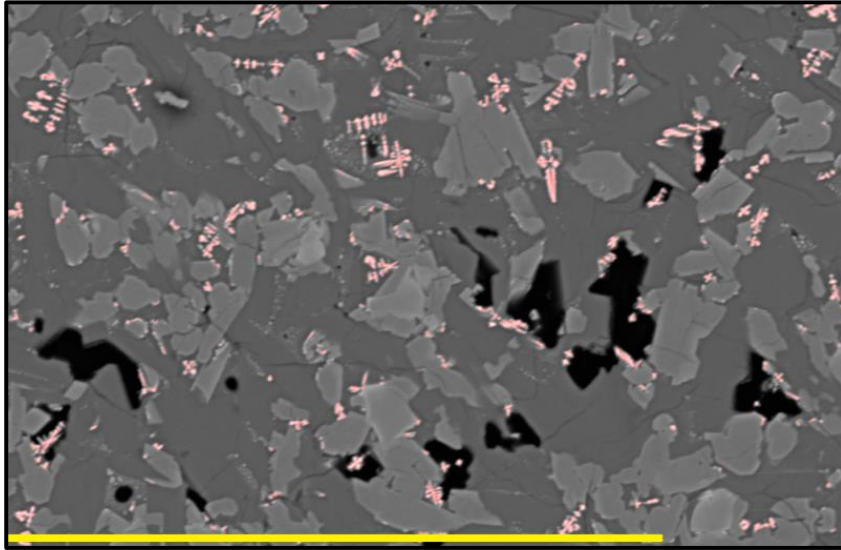


Figura 55. Fe_3O_4 , óxidos de hierro a 600x, la línea amarilla son 200 μm . Se observa el crecimiento esqueletal de los óxidos de hierro (cristales marcados con color rojo)

Varios autores han sugerido un amplio rango de tasas de crecimiento, Cashman (1988) propone un valor de 10^{-11} (mm/s) para un sistema de *lava lakes* en Hawaii, posteriormente, Cashman (1993) propone tasas de crecimiento de 10^{-12} - 10^{-8} (mm/s) para sistemas volcánicos someros (diques y lava lakes). Armienti (1994) determina en el caso de la erupción del monte Etna (1992-93), una tasa de crecimiento para plagioclasas de $7,1 \times 10^{-8}$ (mm/s). Higgins (1996) utiliza una tasa de crecimiento de 10^{-10} (mm/s) para cámaras magmáticas y de 10^{-9} (mm/s) para flujos de lava, obteniendo tiempos de residencia de 0,6-1,3 años en microlitos de plagioclasa, Burkhard (2005) determina tasas de crecimiento para cristales de plagioclasa y piroxenos de 10^{-9} - 10^{-8} (mm/s). Por último, Salisbury (2008) utiliza tasas de crecimiento de 6×10^{-8} - 3×10^{-7} (mm/s).

A grandes rasgos se observan dos tendencias generales en las tasas de la literatura. La primera es que con el avance tecnológico y la profundización del conocimiento de la cristalización en sistemas magmáticos, las tasas utilizadas/reportadas por los autores han comenzado a aumentar. La segunda es la gran variación para los datos reportados, desde un orden de magnitud hasta 4 o 5, repercutiendo de forma directa en el tiempo de cristalización total. La justificación de esta variación corresponde a la magnitud del enfriamiento. Según lo explica Cashman & Marsh (1988) y Cashman (1993), mayor enfriamiento involucrará mayor tasa de crecimiento y viceversa (un *undercooling* de 2°C – 15°C genera una variación de la tasa de crecimiento de 10^{-7} - 10^{-6} (mm/s)). Otro factor a

considerar, de menor influencia que el undercooling, corresponde a la presencia de volátiles. Loomis (1981) determinó que una mayor presencia de volátiles aumentará la tasa de crecimiento ($9,7 \times 10^{-7}$ (mm/s) y 2×10^{-6} (mm/s) cuando el % de agua es 0 y 5, respectivamente).

Si las condiciones termodinámicas son estables en el tiempo y no existe una desgasificación importante, la tasa de crecimiento se mantendrá, más o menos, constante. Por lo cual, si los objetos de estudio fueran fenocristales (mayores a 0,5 mm) o microfenocristales (mayores a 0,1 mm y menos a 0,5 mm), se podría utilizar el supuesto de tasa de crecimiento constante para distintos tamaños de población. No obstante, el presente estudio aborda el crecimiento de microlitos en las etapas finales de cristalización, o sea, ascenso y emplazamiento, por lo cual utilizar una tasa de crecimiento constante no sería un supuesto razonable. Por esto es necesario utilizar una tasa de crecimiento acorde al sistema estudiado. Para determinar tiempos de residencia/cristalización, la tasa de crecimiento utilizada es de 10^{-7} mm/s (Salisbury 2008). Además, considerando el trabajo de Cashmann (1990), Figura 56, se variará esta tasa de crecimiento según la pendiente de los gráficos de CSD, asignándose una tasa de crecimiento de 10^{-7} mm/s a una pendiente de -45, este valor de tasa de crecimiento variará de forma lineal con la pendiente. Pendientes menores, como las presentes en los tamaños más pequeños de cristales, serán reflejo de mayores tasas de enfriamiento, por lo cual, su tasa de crecimiento será mayor y viceversa.

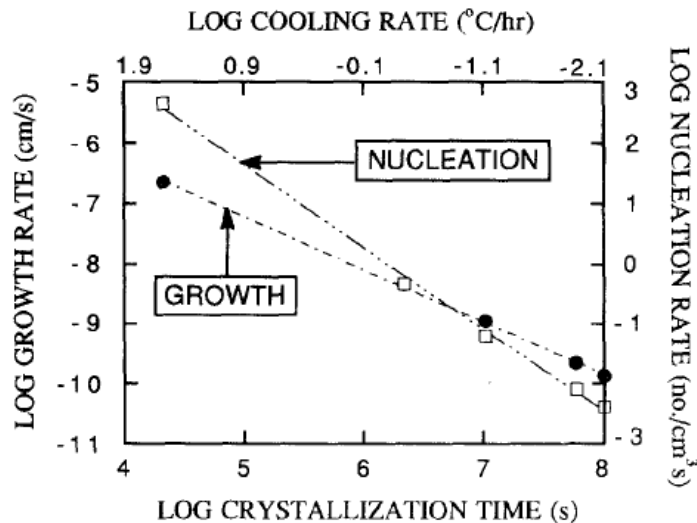


Figura 56. Extraído de Cashmann (1990), pág. 6. Relación entre parámetros cinéticos y enfriamiento en cristalización de plagioclasa.

2.5 Tiempos de cristalización

El análisis de CSD permite visualizar eventos que afectaron la tasa de crecimiento de cristales y que se reflejan en los tamaños y números de población asociados. No obstante, una vez fijada una tasa de crecimiento y su comportamiento para una población, es posible determinar los tiempos necesarios de cristalización.

Para esto, se discretizaron los rangos de tamaño de la población estudiada (<0,1mm) según comodidad, en este caso la discretización fue de 1 micrón, para luego dividir el tamaño de cristal discretizado por la tasa de crecimiento asignada según la pendiente de la curva de CSD en tamaño. Por último, para obtener el tiempo de cristalización de un determinado tamaño de cristal se debe sumar los cocientes entre tamaño de discretización y las distintas tasas de crecimiento de todos los cristales de tamaño inferior al deseado..

Horizonte	Tiempo (días)	G promedio (mm/s)
Fa1	1,178374005	9,82207E-08
Fa2	1,174628945	9,85339E-08
Fa3	1,259637307	9,18842E-08
Fa4	1,155218975	1,00189E-07
Fa6	1,187309937	9,74815E-08
Promedio	1,191033834	9,72619E-08
L1	1,165571	9,92996E-08
L2	1,147579798	1,00856E-07
L3	1,213155351	9,54047E-08
L4	1,150531741	1,00598E-07
L5	1,214957101	9,52632E-08
Promedio	1,178358998	9,82843E-08

Tabla 4. Tiempos de cristalización y tasa de crecimiento promedio para microlitos de plagioclasa.

Utilizando los supuestos establecidos (tasa de crecimiento y variación con la pendiente), es posible afirmar que el tiempo de cristalización promedio de plagioclasa en el frente es mayor que en el levee, mientras que la tasa de crecimiento promedio, es mayor en el levee.

2.6 Resumen de Discusiones

Las 3 zonas vesiculadas identificadas tienen relación con el escape de burbujas. Dado que el enfriamiento comienza desde los bordes hacia el centro, y que la viscosidad aumenta exponencialmente con la disminución de temperatura, las burbujas que se encontraban en los márgenes se verán atrapadas en la colada, mientras que las que se encontraban en el centro tendrán un tiempo mayor para ascender y posiblemente escapar en los horizontes superiores. Respecto al análisis cuantitativo de las vesículas, se identificó un comportamiento acorde a ley potencia. Este comportamiento solo se puede explicar por coalescencia de vesículas (durante la erupción y el emplazamiento). Por último, la diferencia entre los VSDs promedio de ambas series se puede explicar por un agotamiento de los volátiles en la colada de lava. Este agotamiento se observa de forma marcada para vesículas de tamaño inferior a 4 mm. Por otro lado, respecto a los cristales, se observa que las plagioclasas muestran una variación de su tamaño máximo dentro de un mismo set y un mismo aumento. Los horizontes superiores exhiben el doble del tamaño de los horizontes inferiores. Respecto a las poblaciones observadas, la serie del levee muestra un aumento marginal de microlitos (alrededor de 60% para tamaños inferiores a 8 micrones). Respecto a los piroxenos, su tamaño máximo en los horizontes del levee aumenta hacia el techo, mientras que en el frente aumenta hacia los horizontes mediales y disminuye en los horizontes superiores. Respecto a las poblaciones de piroxeno, nuevamente el levee muestra una mayor población que el frente (cerca de 80% más para tamaños inferiores a 5 micrones).

Fueron identificadas dos distribuciones de tamaño de cristal en las poblaciones de plagioclasa y piroxeno, siendo estas fractal y lognormal, respectivamente. Debido a esto, la búsqueda de tamaños críticos con variaciones de población importantes pierde sentido por las características de invariabilidad con la escala de estas distribuciones. Las curvas de plagioclasa fueron parametrizadas y los valores de coeficiente de correlación y dimensión fractal determinados. Los valores de dimensión fractal encontrados (<1) permiten afirmar la existencia de una fuerte correlación entre el logaritmo de tamaño y el logaritmo de la población.

Por último, es necesario señalar que existe un sesgo en las poblaciones seleccionadas en este estudio. Para plagioclasas existe un 15% que no es considerado. Este porcentaje de población está constituido principalmente por cristales de bajo tamaño (para evitar clots) y microfenocristales (los umbrales utilizados deseleccionan los núcleos de su tamaño total). Estas poblaciones involucradas modificarían los CSDs aumentando la pendiente de la curva en los rangos más bajos de tamaño y disminuyendo levemente el tamaño máximo observado. Respecto a la representatividad de cristales de piroxeno, se tiene que existe un 10% de población sin considerar, a diferencia de lo ocurrido con los cristales de plagioclasa, este 10% de población serían cristales de bajo tamaño y su efecto sería aumentar la pendiente de las curvas. Respecto a los óxidos de

hierro, su selección fue total, no obstante, debido a su crecimiento esquelético, no se consideraron en este análisis.

3. Conclusiones

El análisis de las imágenes obtenidas por BSEM y modificadas con el software INCA mediante CSD, permitió identificar la evolución de la cristalización sinéptica en el emplazamiento del flujo de lava de 1971 del volcán Villarrica para cristales de Plagioclasa y Piroxeno. Este análisis incluye errores de población que oscilan entre 10 y 15%, no obstante, permite visualizar las variaciones cinéticas existentes en las poblaciones de cristales entre 1 y 100 micrones (tamaño relacionado al ascenso magmático). Estas variaciones cinéticas se reflejan como un aumento considerable en la pendiente de los CSDs, explicándose por los distintos grados de undercooling a los que fue expuesta la colada de lava. Una vez considerada una tasa de crecimiento para cristales de plagioclasa se determinaron tiempos de cristalización para los microlitos del frente de lava y el levee estudiados, siendo el tiempo de cristalización de la serie del frente mayor.

El diagrama clásico de distribución de tamaño de cristales es una herramienta insuficiente para tratar los microlitos de plagioclasa y piroxenos. Por consiguiente se utilizaron diagramas bi-logarítmicos y de función de distribución acumulada. En el caso de las plagioclasas, las dimensiones fractálicas encontradas en la leyes potencias reflejan una gran dependencia del tamaño de cristales y población. El análisis bilogarítmico también fue utilizado con VSD, donde se determinó que la relación entre tamaño de vesículas y población de estas es altamente complejo (elevada dimensión fractal), lo cual podría explicarse por variables relevantes que no fueron consideradas en la parametrización mediante ley potencia. También se determinó la existencia de un régimen de cascada de coalescencia en el crecimiento de estas.

Si bien las poblaciones de plagioclasa y vesículas siguen distribuciones fractales dadas por una ley potencia, no es posible establecer ninguna relación temporal entre ambas. La razón de esto es la gran disparidad existente entre las tasas de crecimiento de cristales y las de vesículas, las soluciones a este problema son 2, reducir el estudio de la influencia de las burbujas hasta un rango de tamaño de cristales adecuado o aumentar el tamaño máximo de estudio de las vesículas. Ambas alternativas son complejas debido a que la primera implica comparar cristales de pocos micrómetros de largo y la segunda implica aumentar el tamaño de las burbujas estudiadas.

4. Anexo

4.1 CSD Compuestos.

4.1.1 Frente

4.1.1.1 Plagioclasa

4.1.1.1.1 Fa1

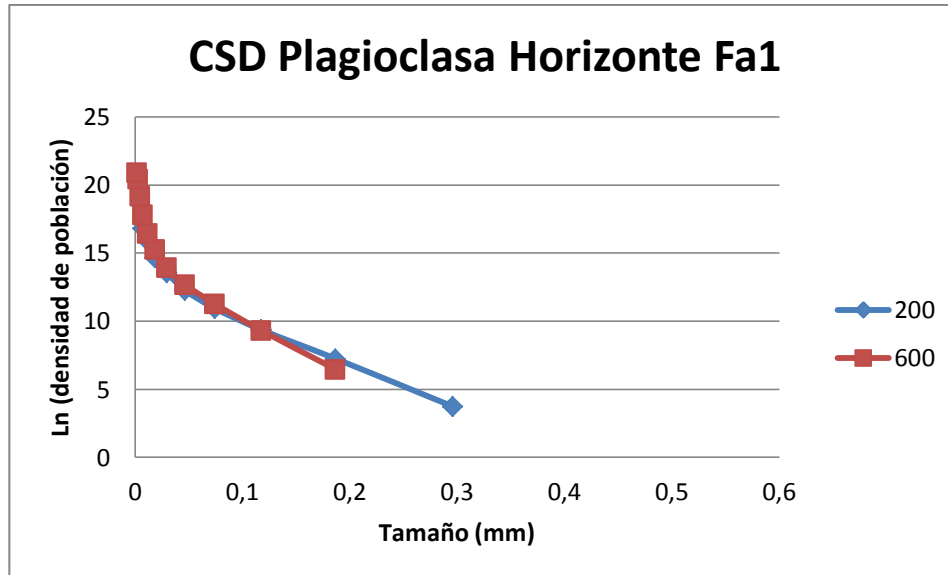


Figura 57. CSD de plagioclasa horizonte Fa1 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.1.2 Fa2

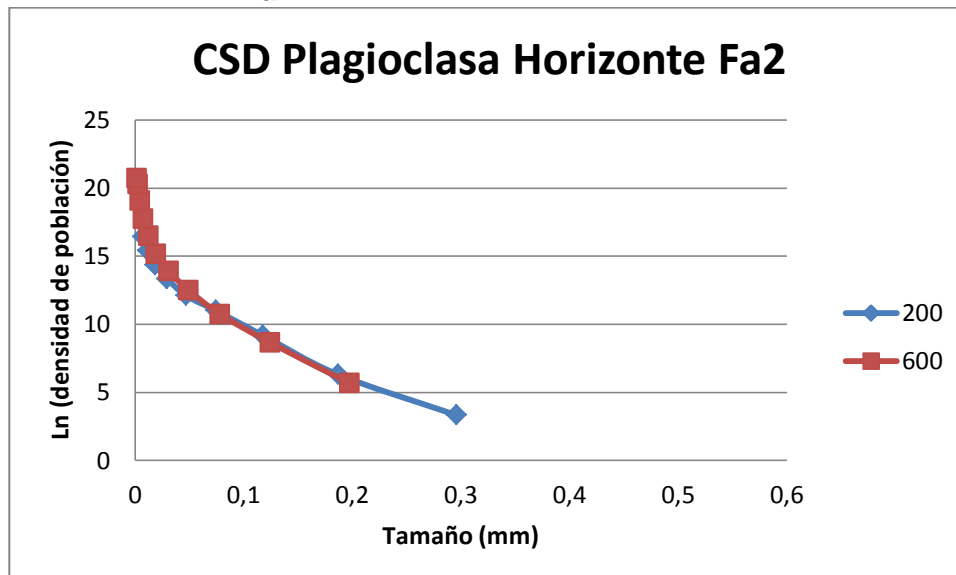


Figura 58. CSD de plagioclasa horizonte Fa2 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.1.3 Fa3

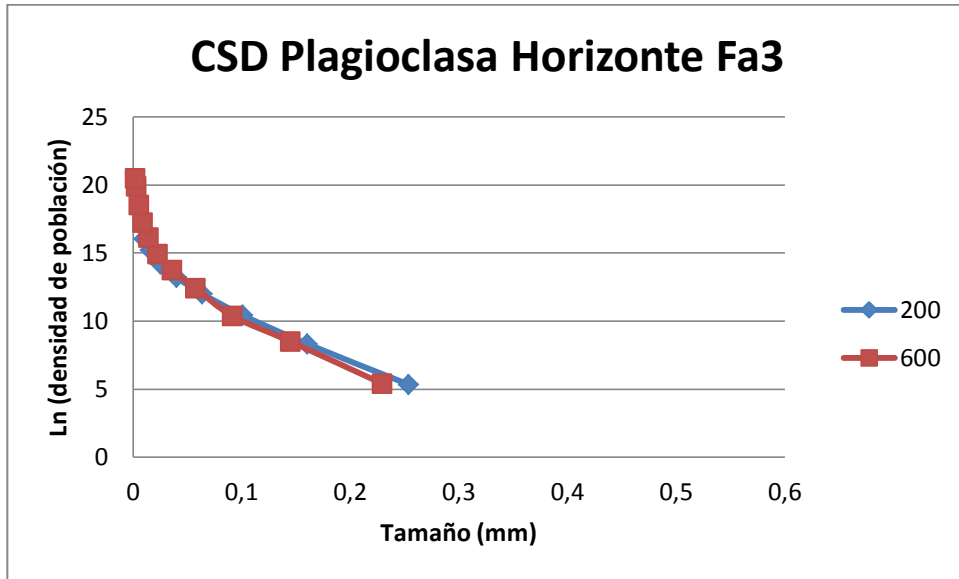


Figura 59. CSD de plagioclasa horizonte Fa3 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.1.4 Fa4

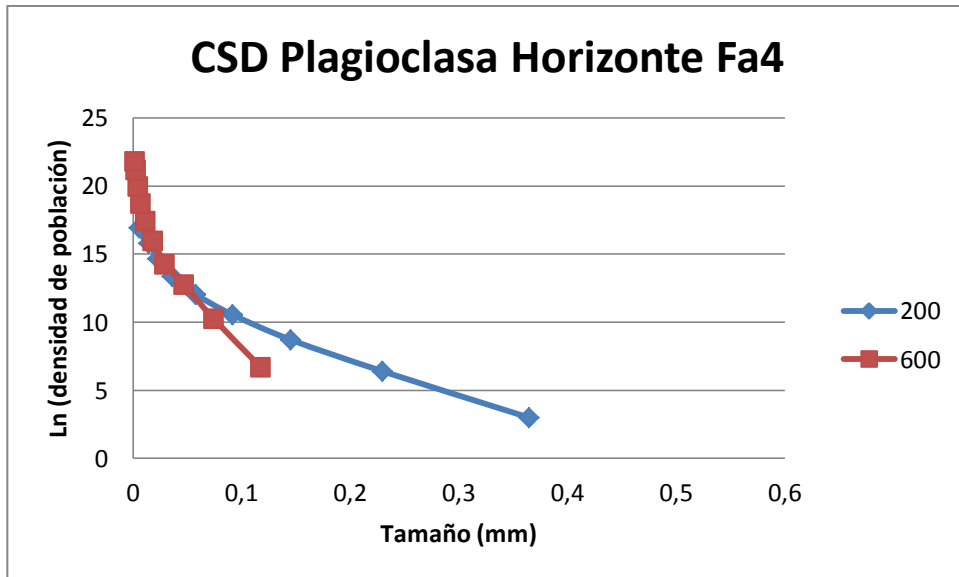


Figura 60. CSD de plagioclasa horizonte Fa4 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.1.5 Fa6

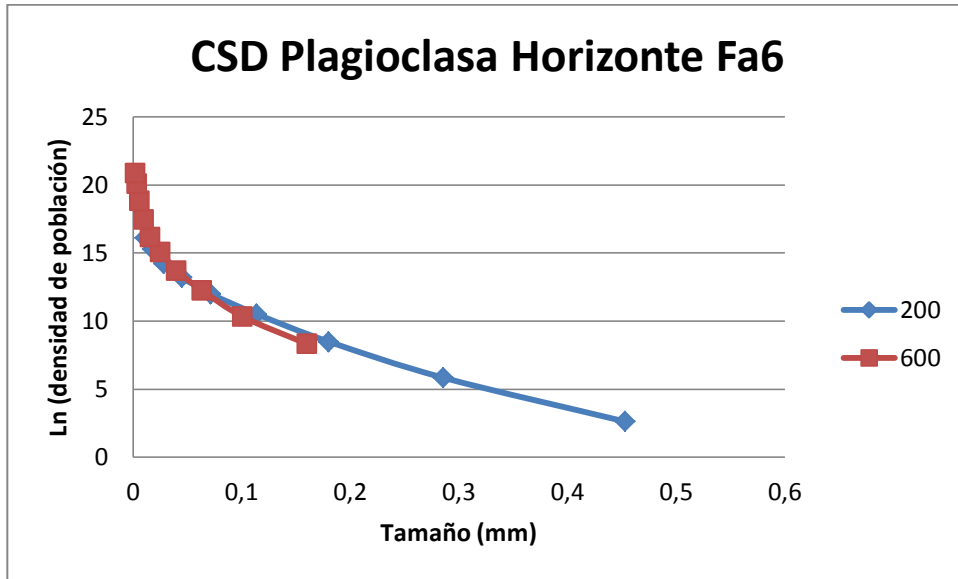


Figura 61. CSD de plagioclasa horizonte Fa6 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.2 Piroxenos

4.1.1.2.1 Fa1

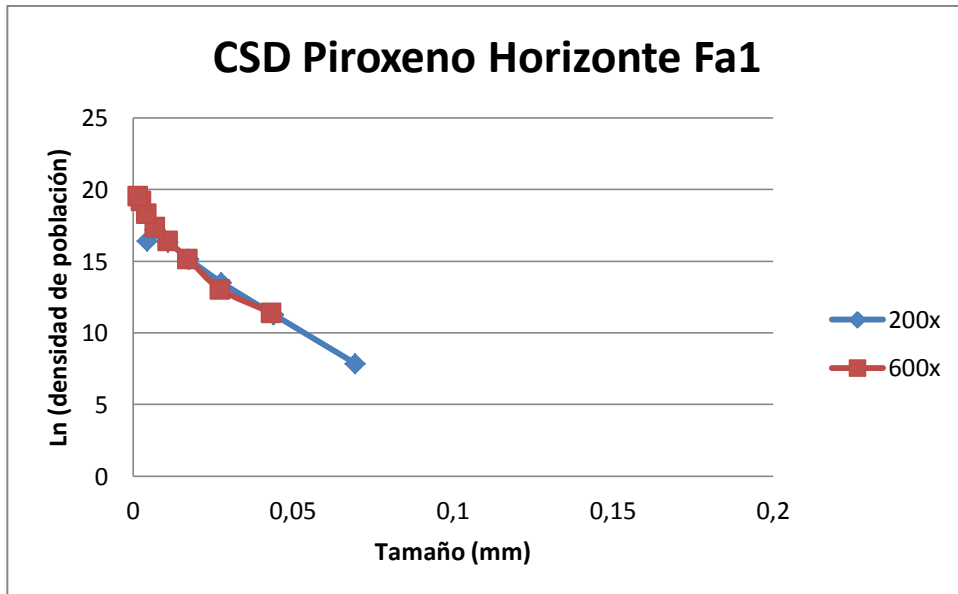


Figura 62. CSD de piroxeno horizonte Fa1 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.2.2 Fa2

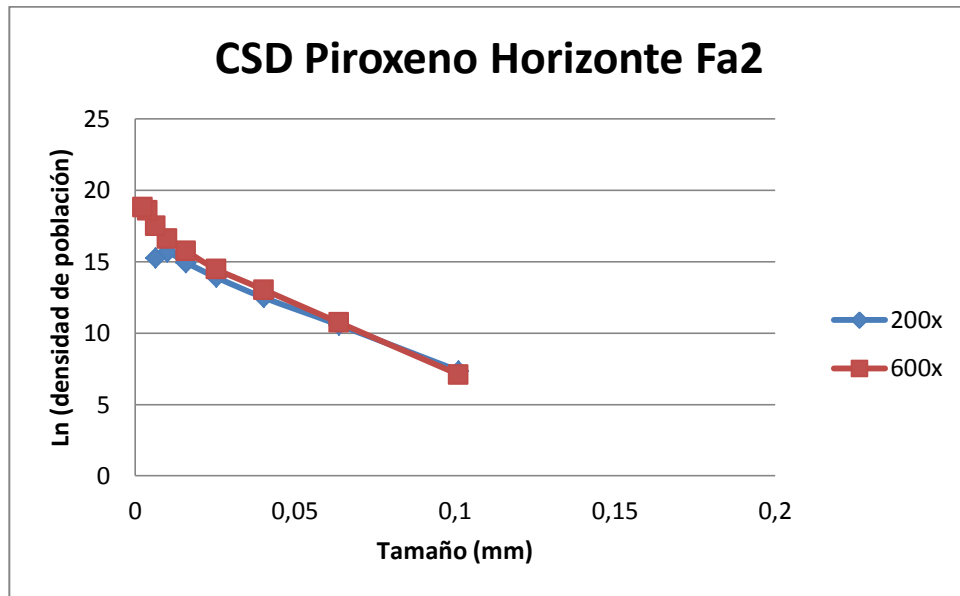


Figura 63. CSD de piroxeno horizonte Fa2 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.2.3 Fa3

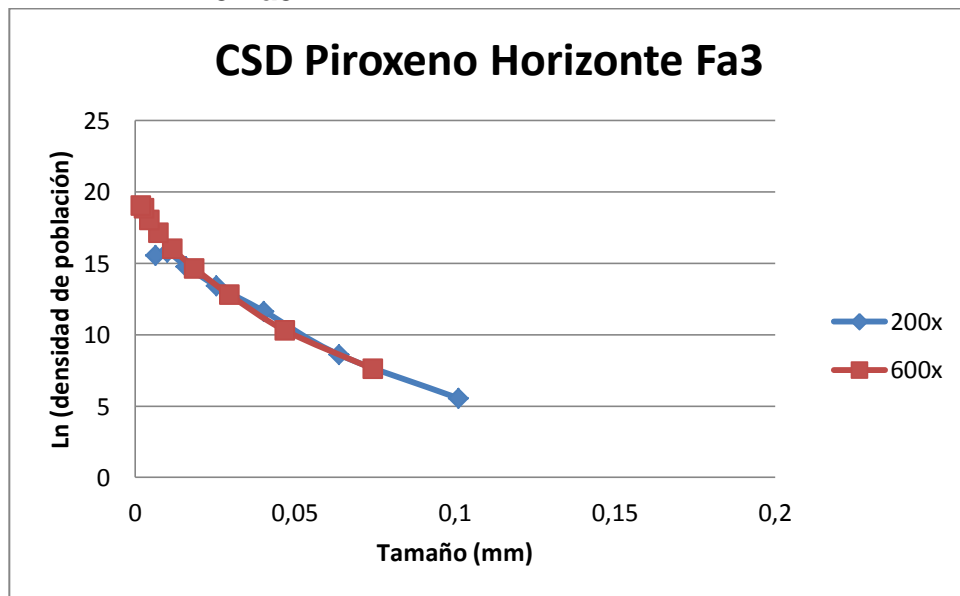


Figura 64. CSD de piroxeno horizonte Fa3 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.2.4 Fa4

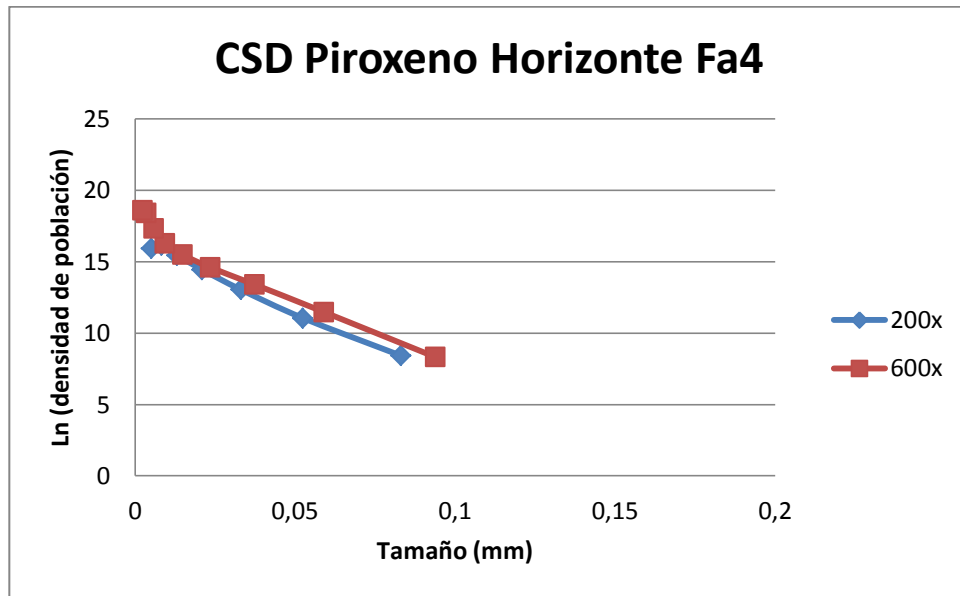


Figura 65. CSD de piroxeno horizonte Fa4 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.2.5 Fa6

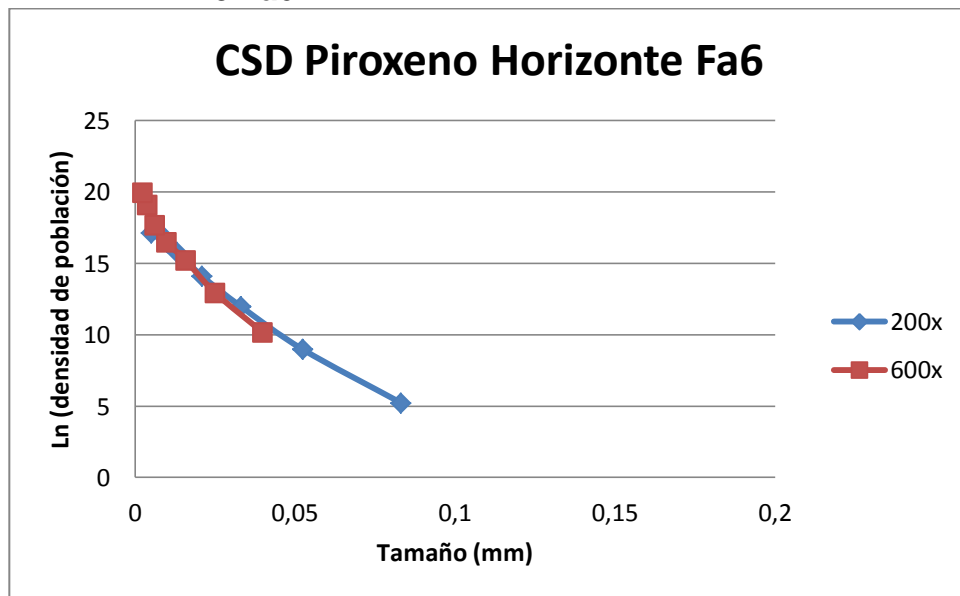


Figura 66. CSD de piroxeno horizonte Fa6 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.3 Óxidos de hierro titanio

4.1.1.3.1 Fa1

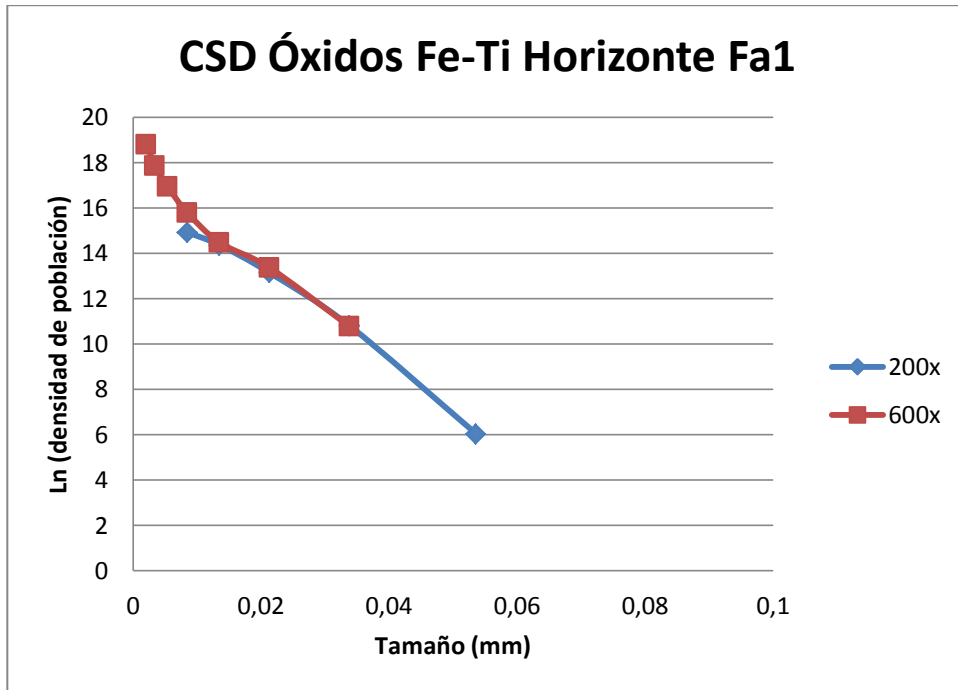


Figura 67. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte Fa1 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.3.2 Fa2

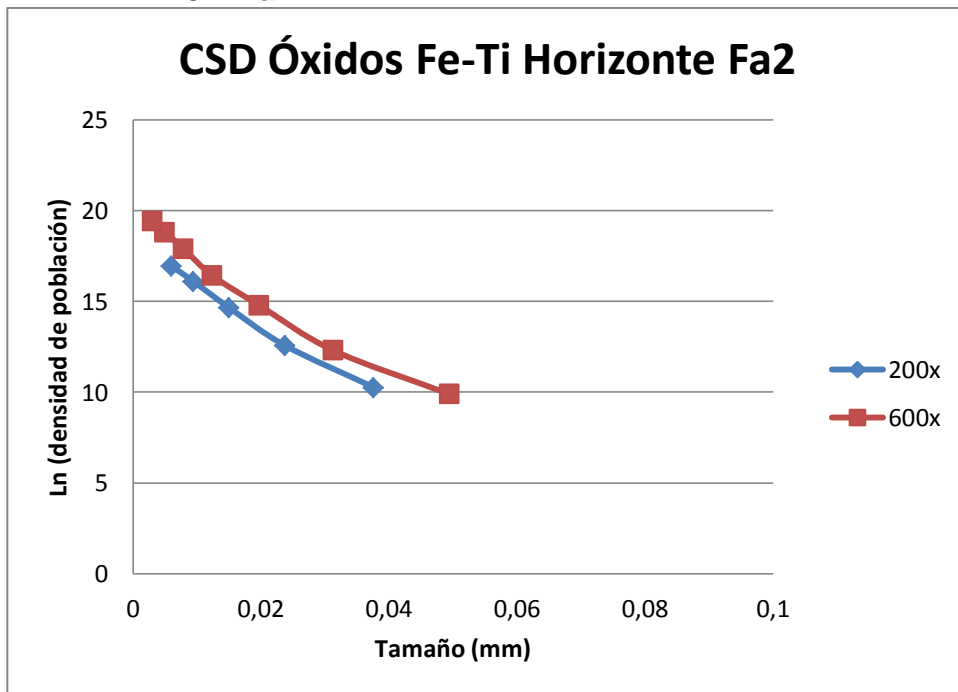


Figura 68. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte Fa2 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.3.3 Fa3

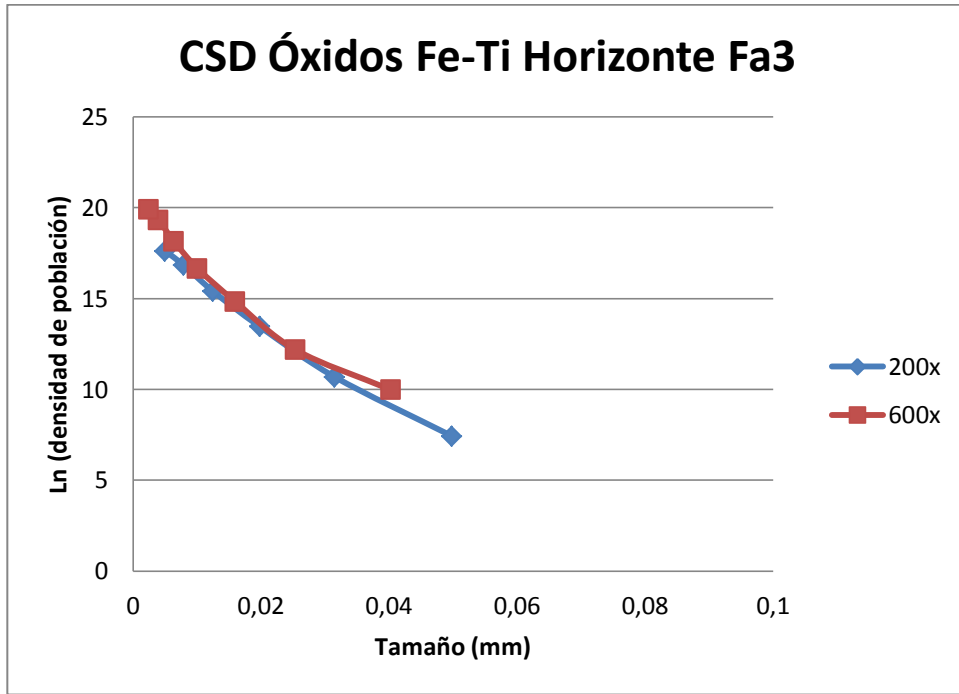


Figura 69. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte Fa3 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.3.4 Fa4

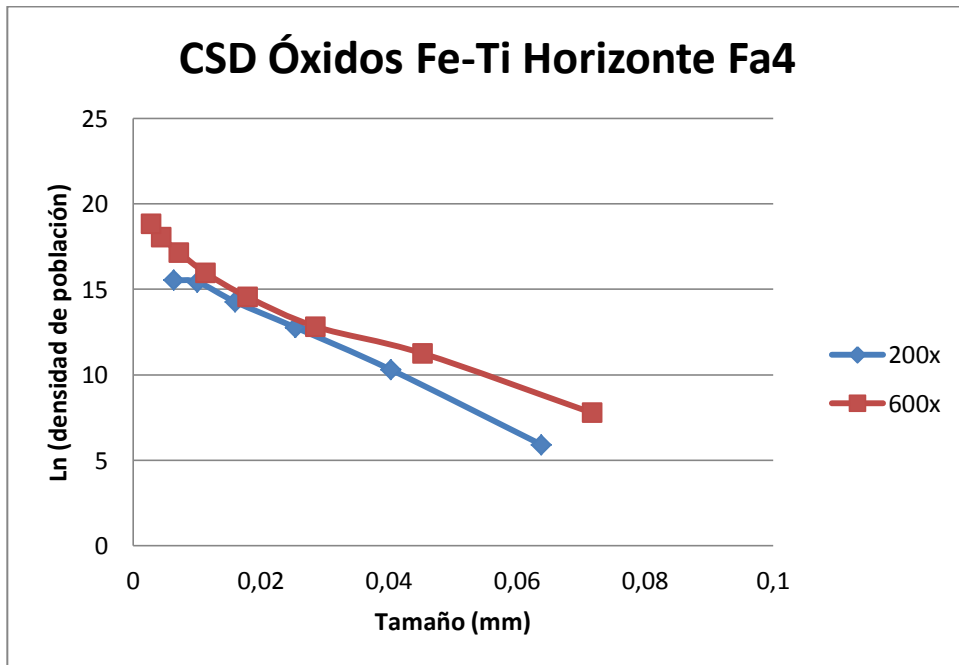


Figura 70. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte Fa4 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.1.3.5 Fa6

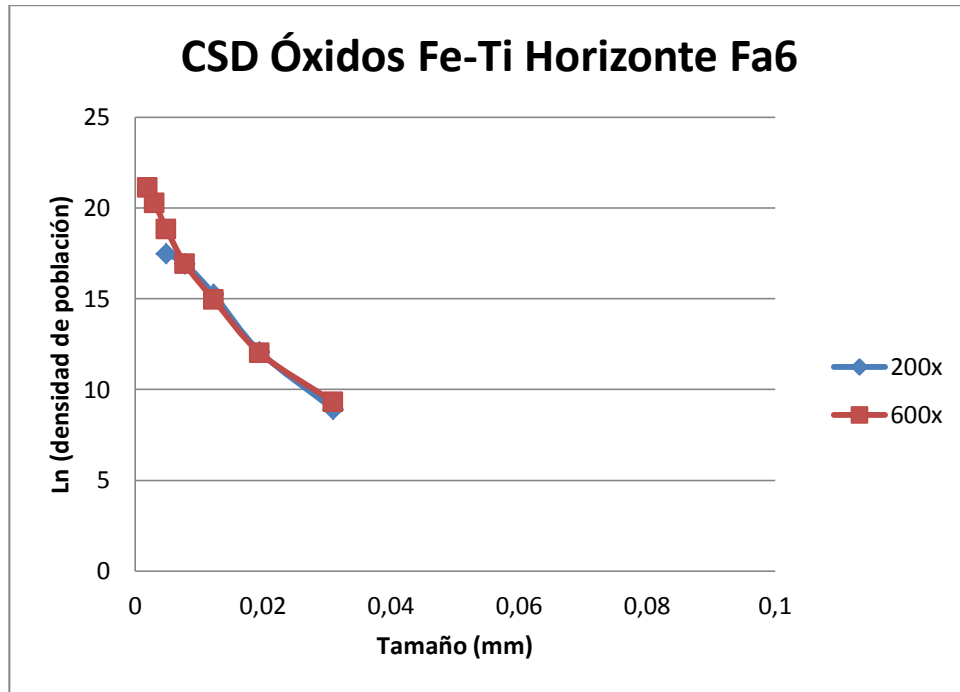


Figura 71. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte Fa6 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2 Levee

4.1.2.1 Plagioclasa

4.1.2.1.1 L1

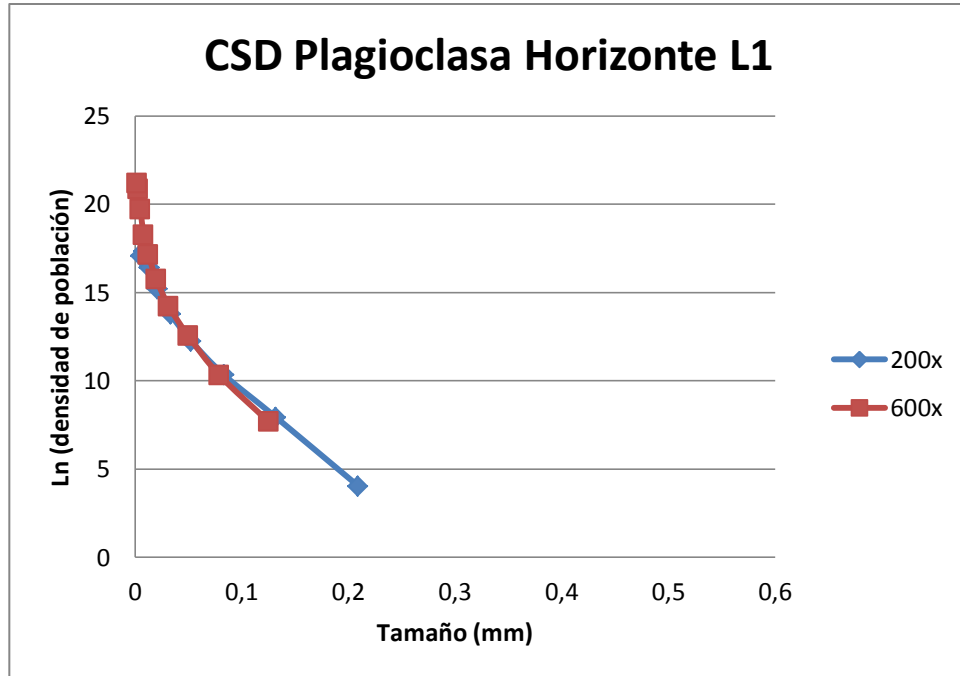


Figura 72. CSD de plagioclasa horizonte L1 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.1.2 L2

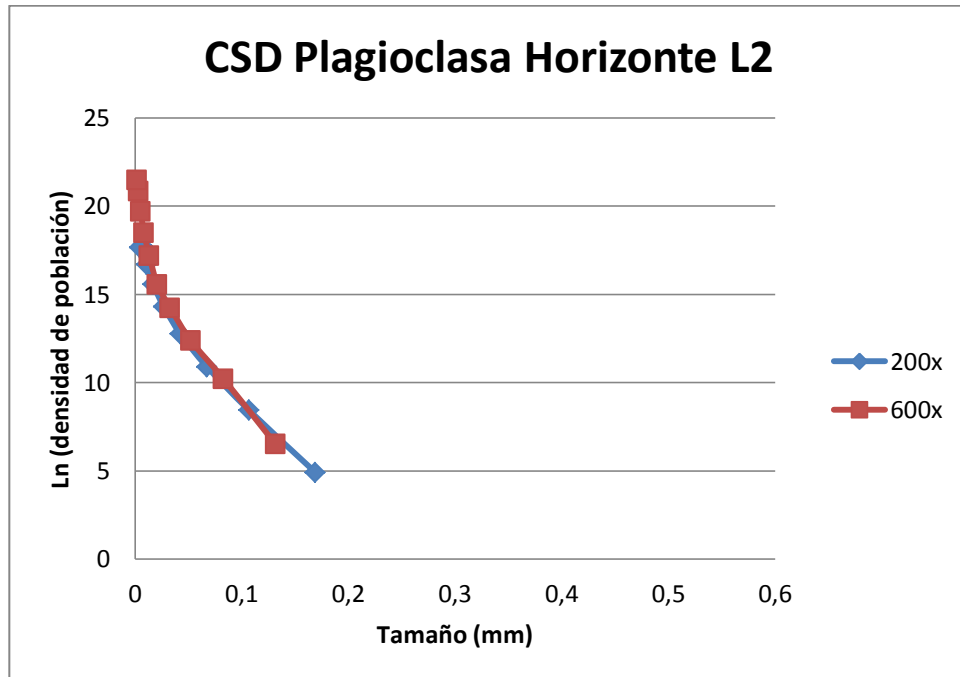


Figura 73. CSD de plagioclasa horizonte L2 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.1.3 L3

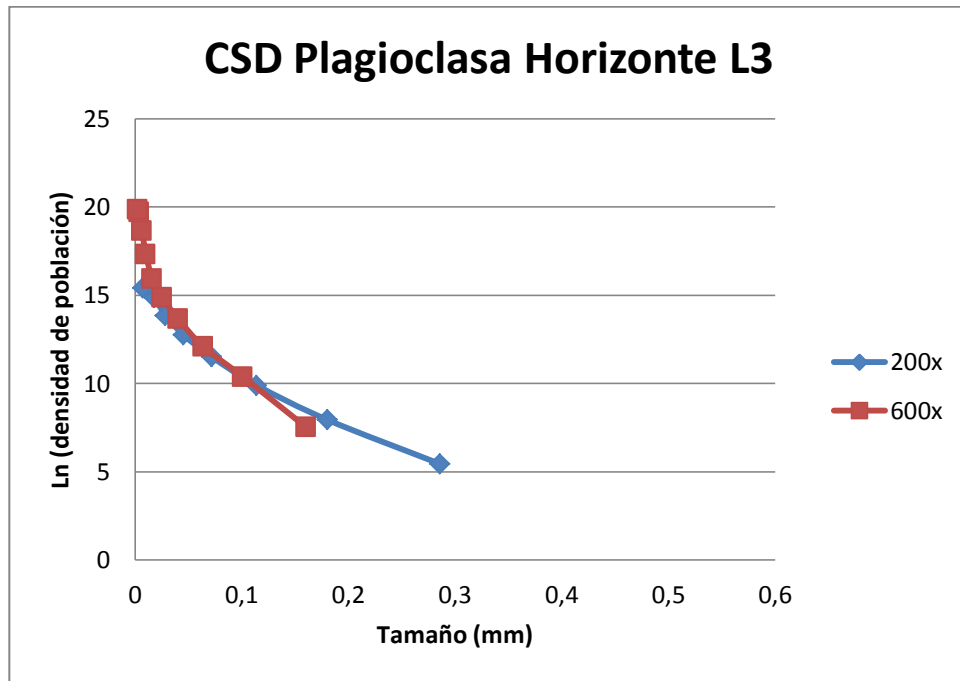


Figura 74. CSD de plagioclasa horizonte L3 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.1.4 L4

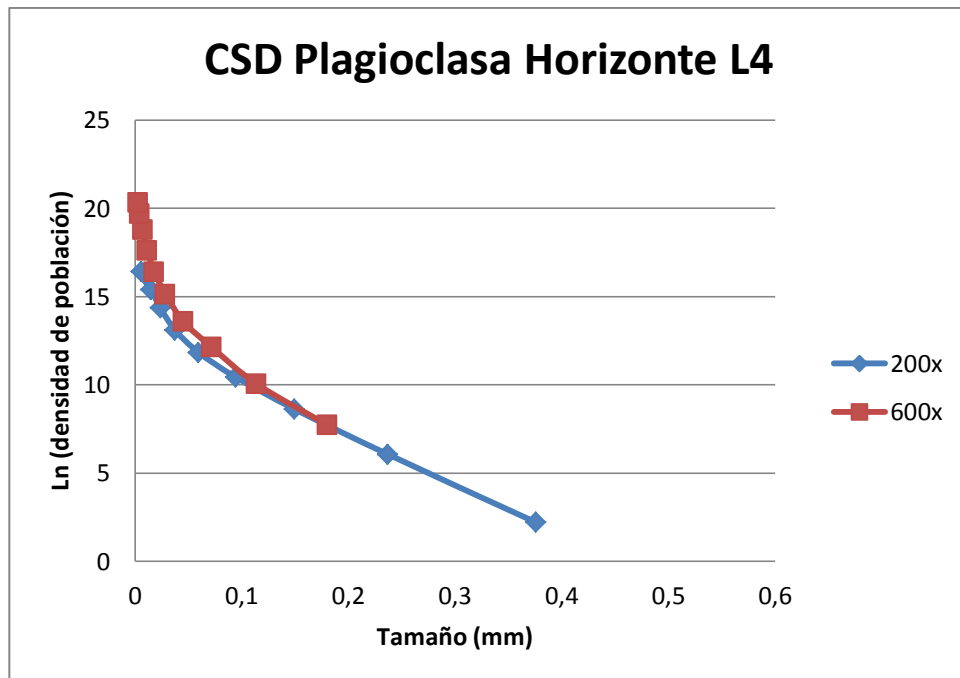


Figura 75. CSD de plagioclasa horizonte L4 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.1.5 L5

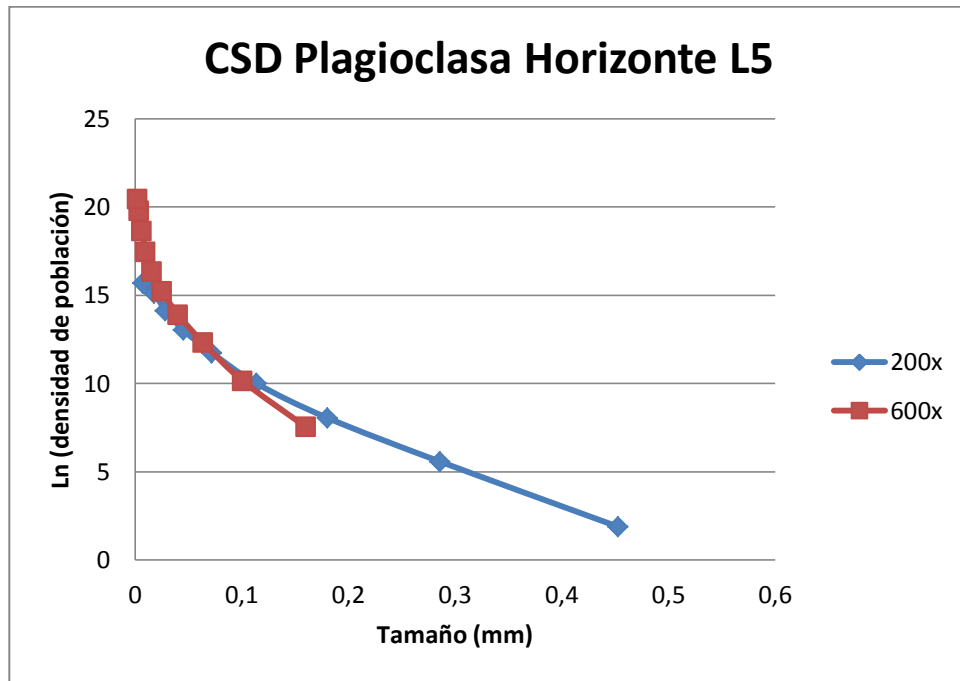


Figura 76. CSD de plagioclasa horizonte L5 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.2 Piroxeno

4.1.2.2.1 L1

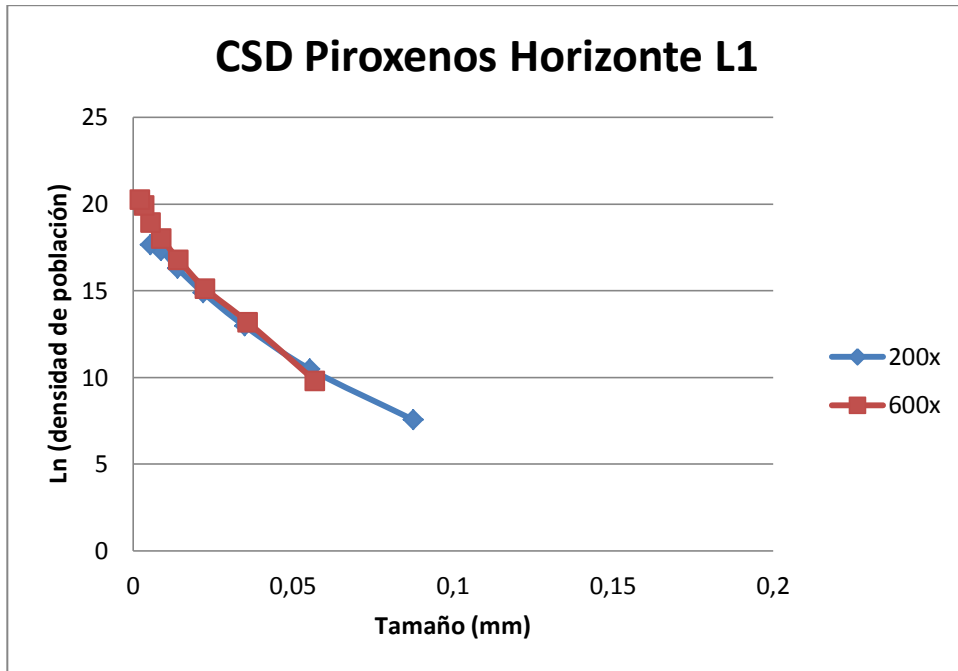


Figura 77. CSD de piroxeno horizonte L1 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.2.2 L2

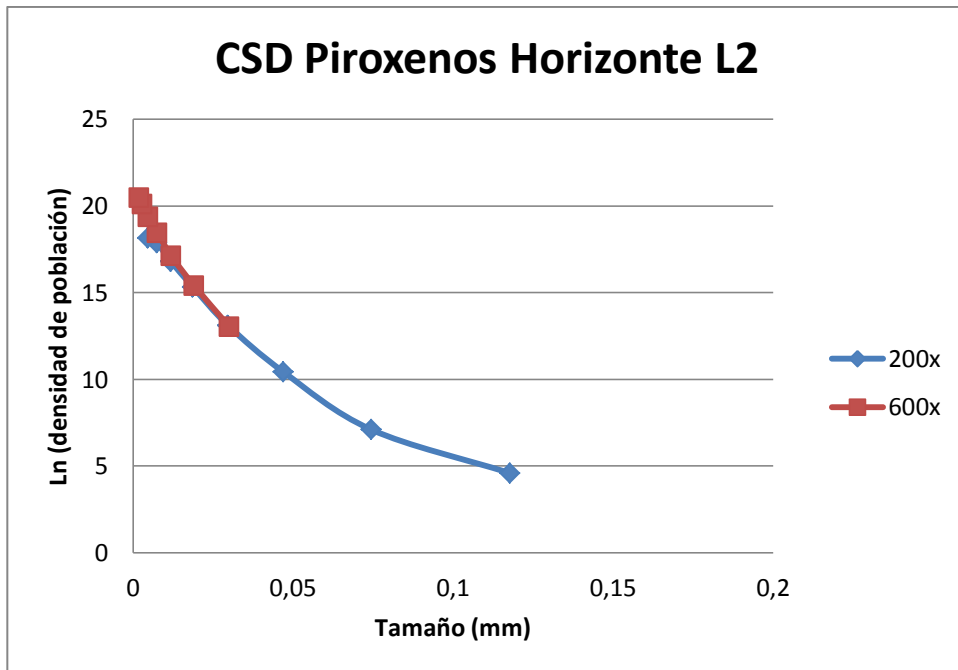


Figura 78. CSD de piroxeno horizonte L2 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.2.3 L3

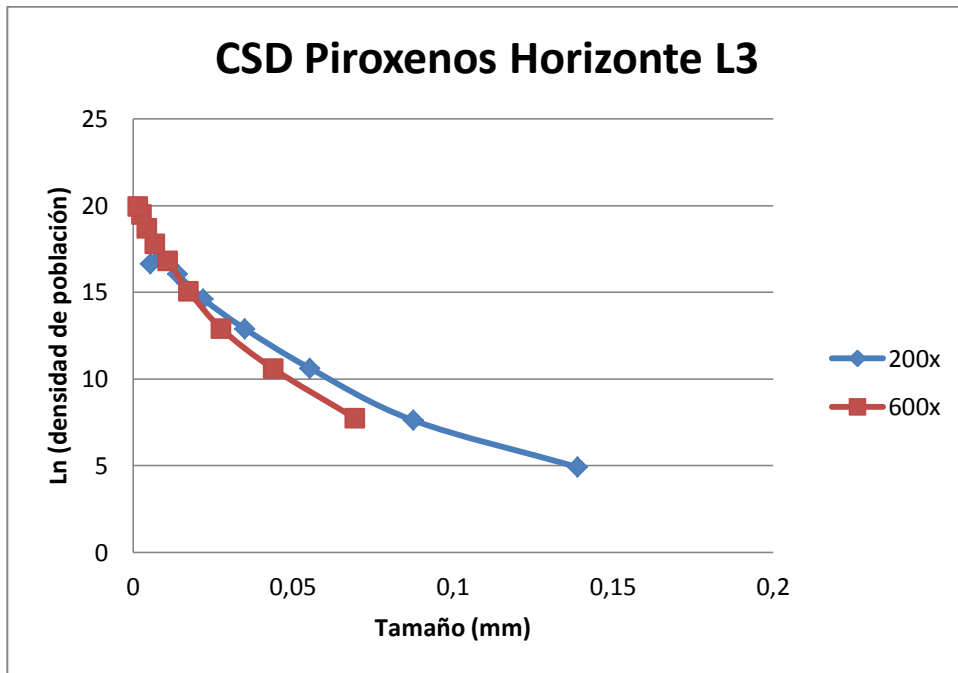


Figura 79. CSD de piroxeno horizonte L3 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.2.4 L4

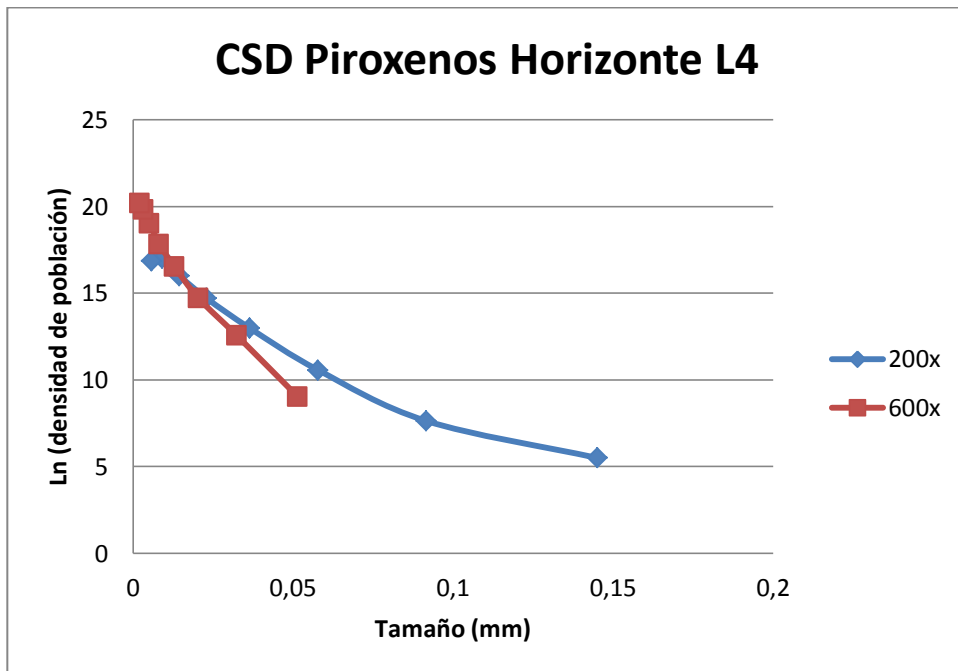


Figura 80. CSD de piroxeno horizonte L4 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.2.5 L5

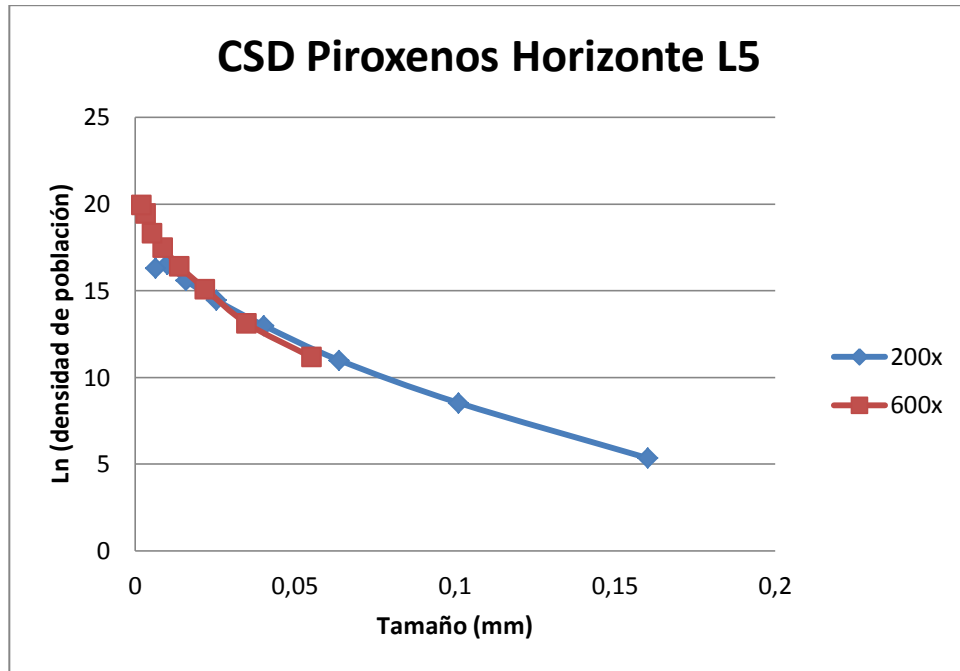


Figura 81. CSD de piroxeno horizonte L5 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.3 Óxidos de Hierro-titanio

4.1.2.3.1 L1

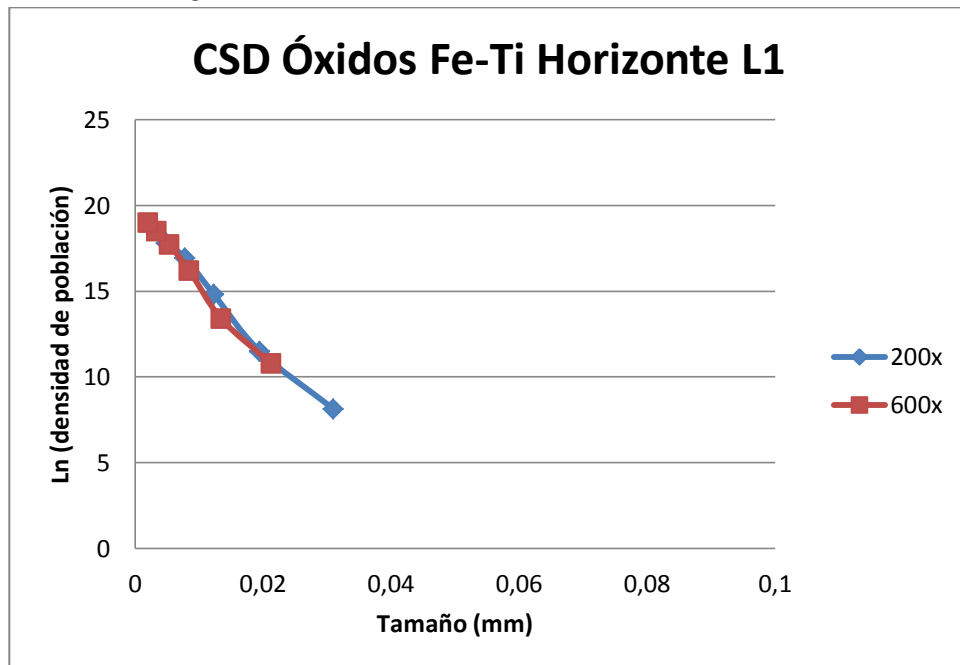


Figura 82. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte L1 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.3.2 L2

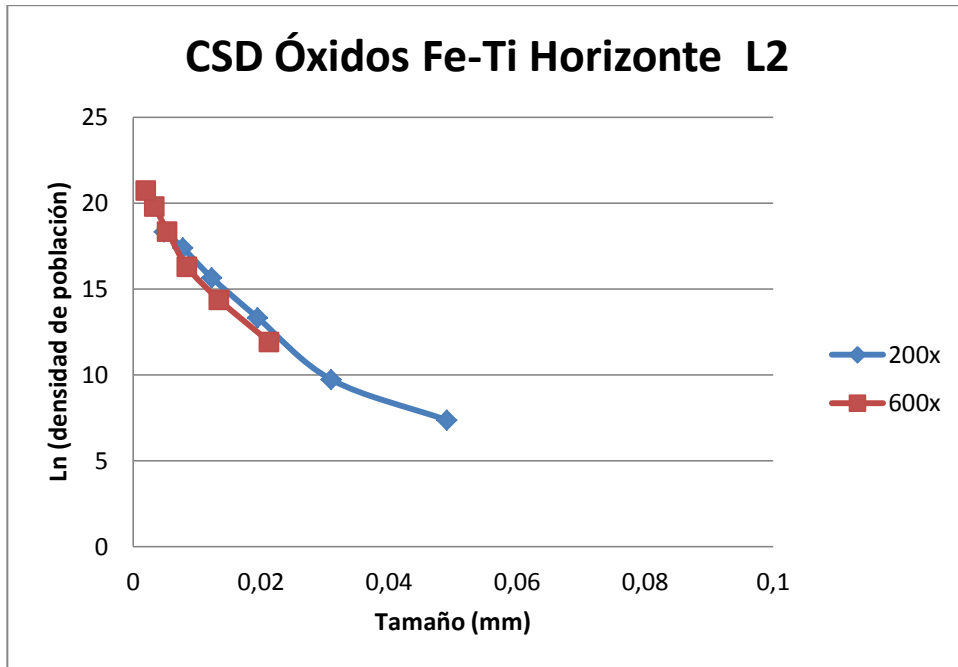


Figura 83. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte L2 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.3.3 L3

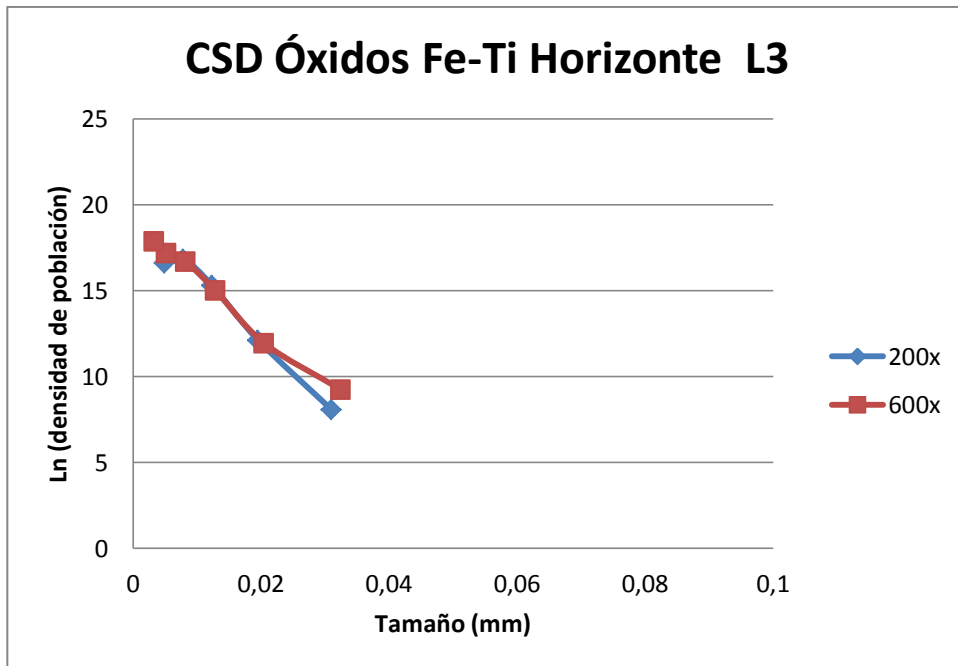


Figura 84. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte L3 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.3.4 L4

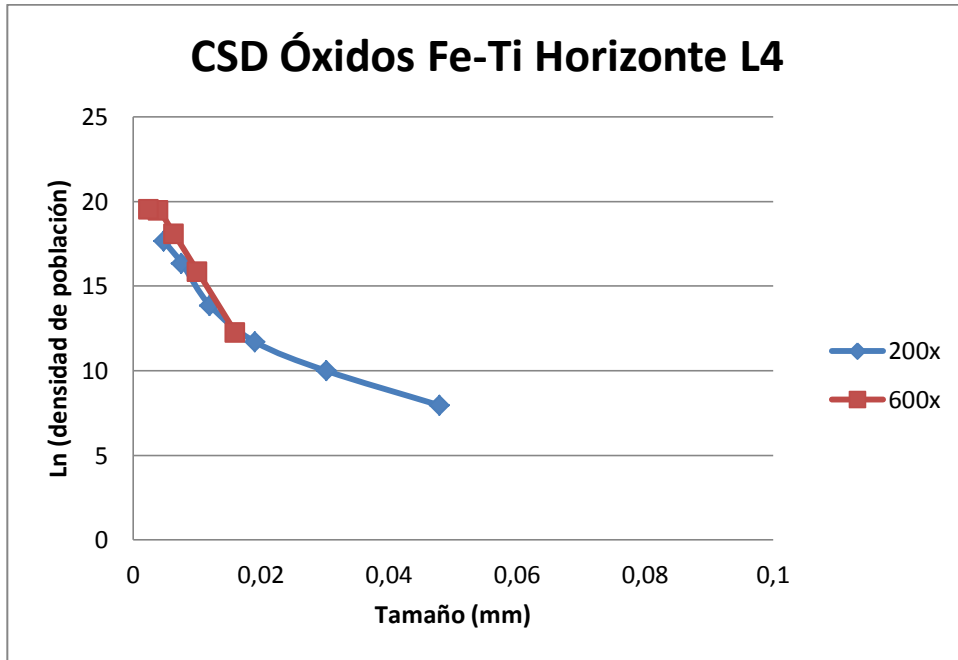


Figura 85. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte L4 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

4.1.2.3.5 L5

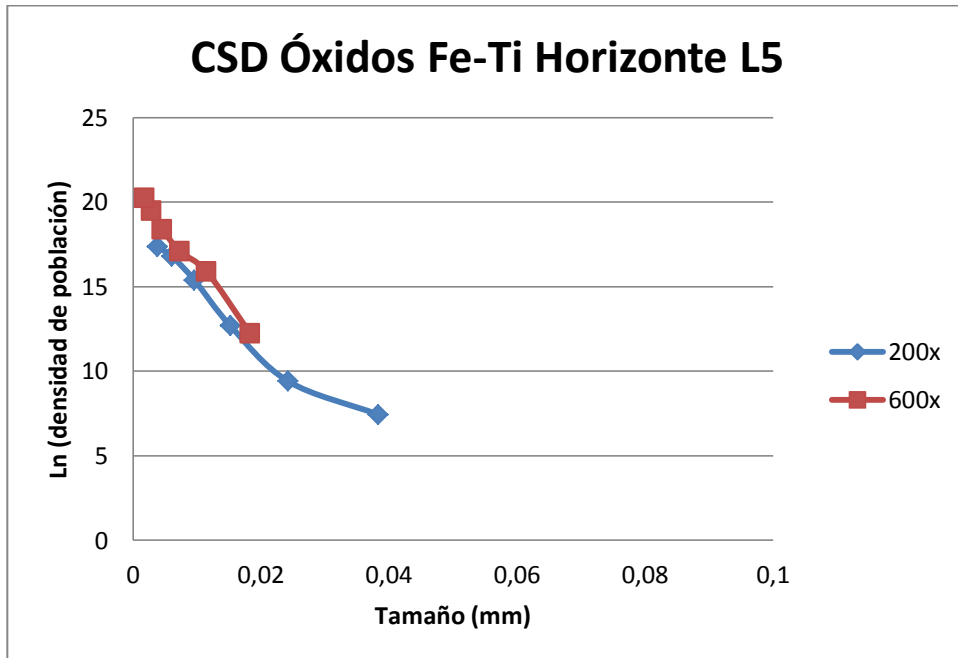


Figura 86. CSD de Óxido de Fe-Ti horizonte L5 con aumento de 200x (azul) y 600x (rojo).

5. Bibliografía

1. Aguirre, L., Levi, B., 1964. Geología de la cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No. 17, Página 37.
2. Armienti, P., Pareschi, M.T., Innocenti, F., Pompilio, M. 1994. Effects of magma storage and ascent on the kinetics of crystal growth. Contributions to Mineralogy and Petrology Volume 115, Issue 4, Pages 402-414.
3. Armienti, P. 2008. Decryption of Igneous Rock Textures: Crystal Size Distribution Tools. Reviews in Mineralogy & Geochemistry, Volume 69, Pages 623-649.
4. Aubele, J., Crumpler, L., Wolfgang, E. 1988. Vesicle zonation and vertical structure of basalt flows. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 35, Pages 349-374.
5. Avrami, M. 1939. Kinetics of Phase Change. I*. Journal of Chemical Physics, Volume 7. Pages 1103-1112
6. Basu, D., Das, K., Self, S. 2012. Numerical simulations and analysis of lava flow cooling. U.S. Nuclear regulatory commission contract NRC-02-07-006.
7. BEST, M. G. Igneous and metamorphic petrology. 2ª Edición, Oxford, Blackwell Science Ltd, 2003. Página 135.
8. Blower, J., Keating, J., Mader, H., Phillips, J. 2002. The evolution of bubble size distributions in volcanic eruptions. Journal of Volcanology and Geothermal Research, Volume 120, Pages 1-23.
9. Brugger, C., Hammer, J. 2010. Crystal size distribution analysis of plagioclase in experimentally decompressed hydrous rhyodacite magma. Earth and Planetary Science Letters, Volume 300, Issue 3-4, Pages 246-254.
10. Burkhard, D. 2005. Nucleation and growth rates of pyroxene, plagioclase, and Fe-Ti oxides in basalt under atmospheric conditions. European Journal of Mineralogy, Volume 17, Issue 5, Pages 675-686.
11. Calder, E., Harris, A., Peña, P., Pilger, E., Flynn, L., Fuentealba, G., Moreno, H. 2004. Combined thermal and seismic analysis of the Villarrica volcano lava lake, Chile. Revista Geológica de Chile, Volumen 31, Número 2, Páginas 259-272.
12. Campos, A., Moreno, H., Muñoz, J., Antinao, J., Clayton, J., Martin, M. 1998. Mapa geológico del área de Futrono-Lago Ranco, Región de Los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Serie Mapas Geológicos, No. 8, escala 1:100.000.
13. Cashman, K., Marsh, B. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization II. Makaopuhi lava lake. Contribution Mineral Petrology, Volume 99, Issue 3, Pages 292-305.
14. Cashman, K. 1990. Textural constraints on the kinetics of crystallization of igneous rocks. Mineral Society of America. Volume 24, Pages 259-314.
15. Cashman, K. 1993. Relationship between plagioclase crystallization and cooling rate in basaltic melts. Contributions to Mineralogy and Petrology. Volume 113, Issue 1, Pages 126-142.

16. Cashman, K., Mangan, M., Newman, S. 1994. Surface degassing and modifications to vesicle size distributions in active basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 61, Pages 45-68.
17. Clavero J.R., Moreno H. Ignimbrita Lican y Pucon: Evidencias de erupciones explosivas andesítico-basálticas postglaciales del Volcan Villarrica, Andes del Sur. Septimo Congreso Geológico Chileno 1994, Universidad de Concepcion, Concepcion, Chile, Pages 250-254.
18. Crisp, J., Cashman, K., Bonini, J., Hougen, S., Pieri, D. 1994. Crystallization history of the 1984 Mauna Loa lava flow. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* (1978–2012). Volume 99, Issue B4, Pages 7177-7198.
19. Cross, J., Roberge, J., Jerram, D. 2012. Constraining the degassing processes of Popocatepetl Volcano, Mexico: A vesicle size distribution and glass geochemistry study. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Volumes 225-226, Pages 81-95.
20. Gaonac'h, H., Lovejoy, S., Stix, J., Scherzter, D. 1996a. A scaling growth model for bubbles in basaltic lava flows. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 139 (1996), Pages 395-409.
21. Gonnermann, H., M. Manga (2013). Dynamics of magma ascent in the volcanic conduit, in *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism*, edited by Fagents, S. A. T., Gregg K. P., and Lopez R. C., Cambridge University Press, Cambridge 2012. Pages 55–84
22. Hickey-Vargas, R., Moreno, H., Lopez, L., Frey, F. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39,5°C): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crystal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Volume 103, Pages 361-386.
23. Hickey-Vargas, R., Sun, M., López-Escobar, L., Moreno-Roa, H., Reagan, M., Morris, J., Ryan, J. 2002. Multiple subduction components in the mantle wedge: Evidence from eruptive centers in the central southern volcanic zone, Chile. *Geology* 30, Volumen 3, Pages 199-202.
24. Higgins, M. D., 1996. Crystal size distributions and other quantitative textural measurements in lavas and tuff from Egmont volcano (Mt. Taranaki), New Zealand. *Bulletin of Volcanology*. Volume 58, Issue 2-3, Pages 194-204.
25. Higgins, M. D., 2006. Verification of ideal semi-logarithmic, lognormal and fractal crystal size distributions from 2D datasets. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Volume 154, Pages 8-16.
26. Keller W. 1996. Proyecto de Observación Villarrica internet, POVi. [en línea] < http://www.povi.cl/files/h_1971.pdf > [consulta: 31 mayor 2016]
27. Kirkpatrick, J. (1977). Nucleation and growth of plagioclase, Makaopuhi and Alae lava lakes, Kilauea Volcano, Hawaii. *Bulletin of the Geological Society of America*. 1977, Volume 88, Issue 1, Pages 78-84.
28. Lara, L., Moreno, H. 2004. Geología del area Liquiñe-Neltume, regions de los Lagos y de la Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 83, Página 19. 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

29. Lipman, P., Banks, N., Rhodes, J. 1985. Degassing-induced crystallization of basaltic magma and effects on lava rheology. *Nature*, Volume 317, Number 6038, Pages 604-607.
30. Lohmar S., Parada M.A., Gutiérrez F., Robin C. Gerbe M. 2012. Mineralogical and numerical approaches to establish the pre-eruptive conditions of the mafic Licán Ignimbrite, Villarrica Volcano. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 235, Pages 55-69.
31. Loomis, T. 1981. An investigation of disequilibrium growth processes of plagioclase in the system anorthite-albite-water by methods of numerical simulation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Volume 76, Issue 2, Pages 196-205.
32. Loomis, T. 1982. Numerical simulations of crystallization processes of plagioclase in complex melts: The origin of major and oscillatory zoning in plagioclase. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Volume 81, Issue 3, Pages 219-229.
33. López-Escobar, L., Moreno, H. 1994a. Geochemical characteristics of the southern Andes basaltic volcanism associated with the Liquiñe-Ofqui fault zone between 39° and 46°S. *Congreso Geológico Chileno*, N° 7, Volumen 2, Páginas 1388-1393.
34. Mangan, M. 1990. Crystal size distribution systematics and the determination of magma storage times: The 1959 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Volume 44, Issues 3–4, Pages 295–302.
35. Marsh, B. 1981. On the crystallinity, Probability of Occurrence and Rheology of Lava and Magma. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Volume 78, Issue 1, Pages 85-98.
36. Marsh, B. 1988. Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization I. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Volume 99, Issue 3, Pages 277-291.
37. Marsh, B. 1998. On the Interpretation of Crystal Size Distributions in Magmatic Systems. *Journal of Petrology*. Volume 39, Number 4, Pages 553-599.
38. Mock, A. Jerram, D. 2005. Crystal Size Distributions (CSD) in Three Dimensions: Insights from the 3D Reconstruction of a Highly Porphyritic Rhyolite. *Journal of Petrology*, Volume 46, Number 8, Pages 1525-1541.
39. Moreno, H. 1993. Volcán Villarrica: Geología y evaluación del riesgo, regiones IX-X, 39°25'S. Informe Final (Inédito), Proyecto Fondecyt, No. 1247, página 112.
40. Moreno, H., Clavero, J. 2006. Geología del área del volcán Villarrica, Regiones de la Araucanía y de los Lagos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. Mapa escala 1:50.000, Santiago.
41. 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-Huelmolle Small Eruptive Centers and Villarrica Volcano, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Volume 306, Pages 1-16.

42. Morgan, D., Jerram, D. 2006. On estimating crystal shape for crystal size distribution analysis *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 154, Issue 1, Pages 1-7.
43. Munizaga, F., Hervé, F., Drake, R., Pankhurst, R., Brook, M., Snelling, I. 1988. Geochronology of the lake región of south-central Chile (39°-42°S): Preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3, Pages 309-316.
44. Obata, M., Mizuta, T. 1994. Vesicular Structure in a Lava Flow. *Research of Pattern Formation*. Pages 259-263.
45. Orlando, A., D'orazio, M., Armienti, P., Borrini, D. 2008. Experimental determination of plagioclase and clinopyroxene cristal growth rates in and anhydrous trachybasalt from Mt Etna. *European Journal of Mineralogy*, Volume 20, Number 4, Pages 653 – 664.
46. Ortiz, R., Moreno, H., García, A., Fuentealba, G., Astiz, M., Peña, P., Sanchez, N., Tárraga, M. 2003. Villarrica volcano (Chile): Characteristics of the volcanic tremor and forecasting of small explosions by means of a material failure method. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 128, Pages 247-259.
47. Palma, J., Calder, E., Basualto, D., Blake, S., Rothery, D. 2008. Correlations between SO₂ flux, seismicity, and outgassing activity at the open vent of Villarrica volcano, Chile. *J.Geophys. Res.*, 113, B10201, doi:10.1039/2008JB005577.
48. Patrick, M., Dehn, J., Dean, K. 2005. Numerical modeling of lava flow cooling applied to the 1997 Okmok eruption: Comparison with advanced very high resolution radiometer thermal imagery. *Journal of Geophysical Research*, Volume 110. Number B2, Pages 2156-2202.
49. Petit-Breuilh, M.E., 1994. Contribución al conocimiento de la cronología eruptiva histórica del volcán Villarrica, 1558-1985. *Revista Frontera* 13, Páginas 71-99.
50. Randolph AD, Larson MA (1971) *Theory of particulate processes*. Academic Press, New York, Página 251.
51. Resmini, R., Marsh, B. 1994. Steady-state volcanism, paleoefussion rates, and magma system volumen inferred from plagioclase crystal size distribution in mafic lavas: Dome Mountain, Nevada. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 68, Pages 273-296.
52. Sahagian, D., Anderson, A., Ward, B. 1989. Bubble coalescence in basalt flows: comparison of a numerical model with natural examples. *Bulletin of Volcanology*, volumen 52, Pages 49-56.
53. Salisbury, M., Borhson, W., Clynne, M., Ramos, F., Hoskin, P. 2008. Multiple plagioclase cristal populations identified by cristal size distribution and in sity chemical data: Implications for timescales of magma chamber processes associated with the 1915 eruption of Lassen Peak, Ca. *Journal of Petrology*, Volume 49, Issue 10, Pages 1755-1780.
54. Sigmarsson, O., Chmeleff, J., Morris, J., López-Escobar, L. 2002. Origin of ²²⁶Ra-²³⁰Th disequilibria in arc lavas from southern Chile and implications for magma transfer time. *Earth and Planetary Science Letters*, Volume 2002, Pages 189-196.

55. Sparks, R.S.J., Pinkerton H., Hulme, G. 1976. Classification and formation of lava levees on Mount Etna, Sicily. *Geology*, Vol. 4, No. 5, Pages 269-271.
56. Spark, R.S.J., Brasier, S. 1982. New evidence for degassing processes during explosive eruptions. *Nature*, Volume 295, pages 218-220.
57. Stasiuk, M., Jaupart, C., Sparks, R.S.J. 1993. Influence of cooling on lava-flow dynamics. *Geology*. Volume 21, Pages 335-338.
58. Thiele, R., Lahsen, A., Moreno, H., Varela, J., Munizaga, M. 1987. Estudio geológico regional a escala 1:100.000 de la hoya Superior y Curso Medio del Río Bío-Bío. Centrales Quiltramán, Huequecura, Aguas Blancas, Pangué, Ralco y Llanquén. Departamento de Geología, Universidad de Chile-ENDESA, Página 304.
59. Toramaru A. 1995. Numerical Study of nucleation and growth of bubbles in viscous magmas. *Journal of Geophysical Research*, Volume 100, Number B2, pages 1913-1931.
60. Tormey, D., Hickey-Vargas, R., Frey, F., López-Escobar, L. 1991. Recent lavas from the Andean volcanic front (33° to 42°S); Interpretations of along-arc compositional variations. *Geological Society of America*, Special Paper 265, Pages 57-77.
61. Witter J., Kress, V., Delmelle, P., Stix, J. 2004. Volatile degassing, petrology, and magma dynamics of the Villarrica Lava Lake, Southern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 134, Issue 4, July 2004, Pages 303–337.
62. Zhigilei L. 2016. MSE 3050: Thermodynamics and Kinetics of Materials. [en línea]< <http://people.virginia.edu/~lz2n/mse305/notes/Nucleation.pdf>> [consulta: 31 mayo 2016].