

**UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA**



**ERUPCIÓN DEL 3 DE MARZO DE 2015 EN EL
VOLCÁN VILLARRICA: CARACTERIZACIÓN
DEL LAHAR DEL ESTERO CORRENTOSO Y
CUANTIFICACIÓN DE EMISIONES POST-
ERUPTIVAS DE SO₂.**

Memoria para optar al título de Geóloga

Nayaret Aracelis Flores Pérez

CONCEPCIÓN, 2018.



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO DE CIENCIAS DE LA TIERRA



**ERUPCIÓN DEL 3 DE MARZO DE 2015 EN EL
VOLCÁN VILLARRICA: CARACTERIZACIÓN
DEL LAHAR DEL ESTERO CORRENTOSO Y
CUANTIFICACIÓN DE EMISIONES POS-
ERUPTIVAS DE SO₂.**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Nayaret Aracelis Flores Pérez

Profesor Guía: Dr. José Palma Lizana
Profesores Comisión: Dr. Joaquín Cortés Aranda
Dr. Andrés Tassara Oddo

Concepción, 2018

RESUMEN

El volcán Villarrica (39°S) es de los volcanes con mayor actividad dentro del margen andino, específicamente de la Zona Volcánica Sur. Dada la recurrencia de sus erupciones, es que se han llevado a cabo numerosos estudios para conocer tanto aspectos de la dinámica del sistema, como también para caracterizar los productos volcánicos. Ocurrida la erupción del 3 de Marzo de 2015, se optó con trabajar con las emisiones de dióxido de azufre (SO₂) en la etapa post-eruptiva y por otra parte, en la caracterización del lahar del Estero Correntoso.

El trabajo con las emisiones de gases consistió en determinar los flujos diarios (t/día) de dióxido de azufre en el período de Abril a Noviembre de 2015. Esto se llevó a cabo mediante la utilización de un mini-espectrómetro UV (FLYSPEC), cuyo funcionamiento consiste en determinar la radiación UV absorbida por la especie gaseosa SO₂. La técnica de medición fue mediante traversas, que consisten en realizar un cruce en superficie al ancho de la pluma volcánica. Los resultados obtenidos indican flujos entre 280 a ~ 1.000 t/d y hacia Noviembre ~ 1.700 t/d. Estos valores se asemejan a las emisiones calculadas para los años 2000, 2001, 2005 y 2006 en estudios anteriores, correspondiendo todas a un nivel base en la actividad del volcán. Comparado con otros volcanes de distintos ambientes tectónicos también caracterizados por un proceso de desgasificación pasiva, el volcán Villarrica tiene semejanzas en cuanto a emisión de SO₂ con los volcanes Yasur y Stromboli.

Los flujos piroclásticos generados en la erupción del 3 de Marzo, ocasionaron distintos flujos laháricos en torno al volcán Villarrica, uno de los cuales alcanzó el Estero Correntoso. El trabajo en este lahar consistió en estudiar las características para inferir su dinámica; se realizó un análisis granulométrico de la matriz del depósito mediante tamizaje en seco en diez muestras, los resultados arrojan cierta uniformidad dentro del depósito, caracterizados por una muy mala selección y distribución bi y trimodal. Pese a esto, se visualizan variaciones laterales y longitudinales dentro del depósito, estrechamente vinculadas al sustrato y la morfología del estero. En base al registro estratigráfico, se evidencian al menos, dos pulsos dentro del lahar. Por otra parte, se calculó la velocidad del flujo, utilizando el método de super-elevación y también por balance de energías, obteniendo velocidades de 12 a 20 m/s. El siguiente paso fue calcular un caudal mínimo para el flujo en secciones ubicadas hasta unos 10 km del cráter, obteniendo resultados en el rango de 400 a 6.000 m³/s. Finalmente, y según las características sedimentológicas/texturales y distribución granulométrica dentro del depósito, se distingue entre una facies proximal y otra media, la última dominada por flujos de detritos con alta carga de sedimentos tamaño bloque.

ÍNDICE

Página

RESUMEN

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1. OBJETIVOS.....	2
1.1.1. Objetivos Generales.....	2
1.1.2. Objetivos Específicos.....	2
1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS.....	3
1.3. CONDICIONES CLIMÁTICAS.....	3
1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO.....	5
1.4.1. Etapa de Gabinete 1.....	5
1.4.2. Etapas de Terreno.....	5
1.4.3. Etapa de Gabinete 2.....	6
1.5. TRABAJOS ANTERIORES.....	7
1.5.1. Espectroscopía UV.....	7
1.5.2. Volcán Villarrica.....	7
1.5.2.1. Emisiones de SO ₂	7
1.5.2.2. Lahares.....	8
1.6. AGRADECIMIENTOS.....	9
2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO.....	10
2.1. ZONA VOLCÁNICA SUR (ZVS).....	10
2.1.1. Riesgo Volcánico en la ZVS y Volcán Villarrica.....	12
2.2. GEOLOGÍA Y ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCÁN VILLARRICA.....	13
2.2.1. Actividad Eruptiva de Marzo de 2015.....	16
3. MEDICIONES DE SO₂.....	18
3.1. ESPECTROSCOPIA UV.....	19
3.1.1. Instrumentación: Fundamentos y Características.....	19
3.1.1.1. <i>Differential optical absorption spectrometry (DOAS)</i>	19
3.1.1.2. FLYSPEC.....	21
3.1.2. Metodologías de Medición.....	23
3.1.3. Condiciones de Medición.....	25
3.1.3.1. Viento.....	26
3.1.3.2. Ángulo del Sol, Nubosidad y Dinámica del Penacho.....	27
3.2. TRAVERSAS EN EL VOLCÁN VILLARRICA (2015).....	29

3.2.1. Consideraciones Generales	29
3.2.2. Condiciones de Mediciones	29
3.2.2.1. 26 de Abril de 2015.....	30
3.2.2.2. 25 de Mayo de 2015.....	30
3.2.2.3. 12 de Junio de 2015.....	31
3.2.2.4. 18 de Junio de 2015.....	32
3.2.2.5. 03 de Septiembre de 2015.....	32
3.2.2.6. 28 de Noviembre de 2015.....	33
3.2.3. Emisiones de SO₂	33
3.2.3.1. Resultados Gráficos.....	35
3.2.4. Análisis de Resultados	42
3.3. FLUJOS DE SO₂ EN OTROS VOLCANES	45
4. CARACTERIZACIÓN LAHAR ESTERO CORRENTOSO	53
4.1. ASPECTOS TEÓRICOS	56
4.1.1. Génesis de un lahar.....	56
4.1.2. Transición de las Características del flujo y Procesos Depositacionales.....	57
4.1.3. Velocidad.....	59
4.1.3.1. Principio de Super-elevación.....	60
4.2. CARACTERÍSTICAS DE DEPOSITACIÓN Y DINÁMICA DE FLUJO	62
4.2.1. Características del Estero Correntoso.....	62
4.2.2. Granulometría.....	63
4.2.2.1. Análisis Estadístico.....	67
4.2.3. Características Generales del Depósito.....	71
4.2.4. Facies Identificadas.....	73
4.2.4.1. Facies Proximal.....	74
4.2.4.2. Facies Media.....	77
4.2.5. Características de Depositación.....	79
4.2.6. Dinámica del flujo.....	80
4.3. OBTENCIÓN DE PARÁMETROS DINÁMICOS	83
4.3.1. Velocidad.....	83
4.3.1.1. Radio de Curvatura (Rc) y Cálculo de Velocidad.....	86
4.3.2. Caudal.....	89
5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	91
5.1. EMISIONES DE SO₂	91
5.1.1. Calidad de las Mediciones.....	91
5.1.2. Utilización de Datos.....	92
5.1.3. Volcán Villarrica durante el 2015.....	93

5.1.4. Comparación con Emisiones de Otros Ambientes Tectónicos.....	94
5.2. LAHAR DEL ESTERO CORRENTOSO.....	95
5.2.1. Características del Depósito y Análisis de Resultados.....	95
5.2.2. Características del Flujo.....	97
5.2.3. Magnitud del Lahar.....	98
6. REFERENCIAS.....	101

ANEXOS

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. Mapa de accesos al Parque Nacional Villarrica. Se destacan las rutas correspondientes hacia el paso internacional (CH 199) y el camino hacia las termas de Palguín.....	3
2. Campos del viento a nivel de 500 hPa (tropósfera media) durante [a] Abril [b] Junio y [c] Noviembre. Fuente NCEP/NCAR-NOAA. Tomado de DGAC/DMC.....	4
3. Mapa con la visualización de los volcanes presentes en la Zona Volcánica Sur, con énfasis en el volcán Villarrica y los principales rasgos estructurales (ZFLO) y lineamientos. A la derecha, el detalle del lineamiento que controla la disposición de los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín. Elaboración propia, basado en Cembrano & Lara (2009).....	11
4. Perfil esquemático con las unidades geológicas y del volcán Villarrica (Modificado de Clavero & Moreno, 2004). V1 (Unidad Villarrica 1), V2 (Unidad Villarrica 2), V3 (Unidad Villarrica 3), C-1/2 (Calderas 1 y 2, asociadas al colapso de 100 ka y a la formación de las ignimbritas Licán), C-3 (Caldera 3, asociada a la ignimbrita Pucón), G : Glaciar.....	14
5. Geología del Volcán Villarrica. Modificado de Moreno & Clavero (2006).....	15
6. Erupción del volcán Villarrica donde se distinguen: [a] columna eruptiva, [b] fuentes de lava, [c] fase final del proceso eruptivo. Las imágenes fueron obtenidas desde [a] www.latercera.com, [b] www.elnuevoherald.com y [c] elmundo.sv.....	17
7. Detalle de los espectros de absorción de las especies gaseosas (Platt, 2008).....	21
8. [a]Espectrómetro [b] Celda de calibración de baja concentración [c] Celda de calibración de alta concentración [d] GPS [e] Baterías para motor rotatorio de celdas [f] Salida de cable USB [g] Maleta. A la derecha se muestra el modo de empleo del instrumento, apuntando al cielo.....	22
9. Pasos para la recuperación de concentraciones de SO ₂ (obtenido de Elias <i>et al.</i> , 2006).....	23
10. [a] Obtención de coeficientes de calibración a partir de las diferencias de absorbancia entre altos y bajos para las celdas de calibración de alta y baja	

concentración. [b] Ajuste de tres puntos versus la diferencia en la absorbancia de los altos y bajos. Modificado de Elias <i>et al.</i> , 2006.....	23
11. Modo de corrección para cada segmento con respecto a la dirección normal a la del viento. En [a] se expone una situación ideal donde la trayectoria de la travesa (en puntos negros) es perpendicular a la dirección del penacho. En [b] la trayectoria de la travesa es oblicua a la dirección del penacho, de manera que su longitud se corrige según el cálculo arriba detallado.....	24
12. Imágenes correspondientes a un registro de video utilizado en este trabajo (03 de Septiembre de 2015). Las imágenes corresponden a los tres tiempos donde se identifica la misma parcela de gas en: [T1] cráter, [T2] punto de referencia 1 (pr1) y [T3] punto de referencia 2 (pr2).....	26
13. Ejemplo para determinar la dirección del penacho a partir de las mayores concentraciones de SO ₂ (ppm-m) en una travesa.....	27
14. [a] Se expone los ángulos de entrada de la radiación UV según la posición del sol. En azul se distingue la orientación paralela entre los rayos y las aberturas y en rojo cierto ángulo entre los mismos. [b] Segundo <i>peak</i> /penacho secundario, generado por el paso de la radiación a través de dos capas.....	28
15. [a] y [b] Capturas del proceso de desgasificación, la penacho está dirigida hacia el E. [c] Cobertura de cenizas sobre Pucón, proveniente de la erupción del volcán Calbuco (22 de Abril de 2015).....	30
16. Penacho de gas visualizado desde el NW a las 07:04 (GMT). En [a] se expone una mayor extensión de la penacho, que se dirige hacia el NE. En [b] se presenta el detalle de la columna en la zona del cráter.....	30
17. Penacho con un anomalía (resaltada dentro del cuadro amarillo) a las 08:17 (GMT).....	30
18. Gráfico con las variaciones en los flujos obtenidos para el día 12/06. A la derecha, Penacho de gases dirigido hacia el E.	31
19. [a] Emisión de gases del día 18/06, con el penacho dirigido hacia el SE. [b] <i>Zoom</i> hacia el cráter donde se distingue una parcial cobertura de ceniza sobre la nieve.....	32
20. Gráfico con los flujos calculados para las travesas del 03/09. [b] y [c] Columna de gases sobre el cráter y posterior desplazamiento del penacho hacia el NE.....	32
21. Gráfico con los flujos calculados para las travesas del 28/11. [a] y [b] Penacho volcánico dirigida hacia el N.....	33
22. Emisiones históricas de SO ₂ del volcán Villarrica entre los años 2000 y 2015 (mediciones realizadas con COSPEC [2000 y 2001], miniDOAS [2003] y FLYSPEC [2004, 2005 y 2006]). El rango de tiempo en el eje x corresponde al mes de Febrero desde el año 2000 hasta el año 2016.....	42
23. Sismicidad representada mediante RSAM (con intervalos de 5 minutos) para el intervalo de Abril a Noviembre y la frecuencia (Hz) asociada en colores. La línea roja representa la Media móvil. Los corresponden a la estación VNV2 del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS).....	44

24. Emisiones de SO ₂ en el intervalo Abril-Noviembre del año 2015 en el volcán Villarrica (barras), contrastadas con la Media móvil (línea) en el mismo intervalo de tiempo.....	44
25. Mapa con los puntos relevantes dentro de la caracterización del lahar del Estero Correntoso. En rojo se destacan los puntos donde se llevaron a cabo las descripciones, columnas y/o perfiles. En Amarillo se distinguen los puntos donde se calculó la velocidad.....	54
26. Tipos de flujo basados en una curva idealizada de <i>yield strength</i> (Tomado de Pierson, 2005).....	58
27. Esquema de aplicación del método de super-elevación. El triángulo rojo se destaca Δh que corresponde a la diferencia de altura entre el leveé del borde interno y la marca de máxima altura del borde externo y w es el ancho del canal (m). La línea punteada en amarillo delimita la marca de super-elevación en la ladera.....	61
28. Perfil de Elevación del Estero Correntoso. La flecha roja indica el quiebre en la pendiente de la ladera, punto cercano al comienzo de la descripción del depósito. La flecha azul indica un alto topográfico.....	62
29. La imagen corresponde al punto P1, a 3,2 km del cráter.[a] Colada de lava (resaltada en verde) que genera la separación del flujo en dos direcciones (Pulso norte [Pn] y Pulso sur [Ps]). [b] se muestra con detalle el Ps y en [b] una vista en planta del mismo sector.....	63
30. Mapa con la ubicación de los puntos (marcados en rojo) donde se extrajeron las muestras para el análisis de granulometría de la matriz.....	64
31. Histogramas de las muestras de matriz ($< -4 \phi$) de los puntos P2, P4, P5, P6, P7, P9, P11, P12 y P13.....	67
32. Variación de los parámetros estadísticos (Desviación estándar, Media y Asimetría) con respecto a la distancia al cráter.....	70
33. Columnas levantadas en los puntos resaltados en rojo en el mapa, los otros puntos se siguen mostrando en verde.....	72
34. Hidrogramas esquemáticos de la evolución de un lahar; desde flujos ricos en agua y la posterior incorporación de sedimentos que tornan hacia flujos hiperconcentrados y/o flujos de detritos. Tomado de Vallance & Iverson (2015).....	74
35. [a] Espesor de 30 cm al inicio de la facies proximal (cercano a P1), correspondiente al pulso norte, específicamente en el canal, sobre depósitos recientes. La línea segmentada amarilla indica el contacto hacia la base con los depósitos volcano-clásticos. [b] Depósito sobre las coladas de lava de 1984 (borde de lava indicado en verde). Se distingue una mayor potencia del depósito y la presencia de grandes bloques aislados dispuestos en superficie (Escala 1.7 m). [c] Facies Proximal, zona aledaña a la colada de lava, correspondiente al pulso sur.....	75
36. [a] Al costado izquierdo la formación de un leveé (resaltado en azul) sobre un nivel de terraza, se aprecia también el contraste en la proporción de bloques y gravas en los depósitos de canal y de inundación. [b] Depósito lateral de la	

facies media (a 12,4 km del cráter), donde predomina arena y grava fina con bloques redondeados insertos. Con la flecha roja se indica la dirección del flujo, evidenciada también por la vegetación. [c] Parte del depósito correspondiente a la facies media (a 11,5 km del cráter), ubicado al pie de un quiebre topográfico, donde se acumula una gran proporción de bloques producto de la pérdida de energía del flujo. [d] Depósito sobre terraza fluvial dentro de la facies media (a 10,2 km del cráter) donde se identifica la base del lahar (delimitada por línea punteada en amarillo) la potencia en esa zona varía entre 13 a 35 cm.....	78
37. Laminación en el depósito de canal de la fase proximal. A la izquierda, se distingue además, la variación en la textura del depósito hacia el techo. A la derecha se muestra la gradación normal a inversa en el depósito de canal.....	79
38. Fotografías a 9 [a] y 7 [b] km del cráter. En flechas rojas se indica la dirección del flujo. En [a] y [b] se evidencia el contraste entre la porción central (polígonos azulados) y lateral (polígonos verdosos) de dos zonas del lahar, donde se manifiesta el cambio lateral producto principalmente de diferencias granulométricas.....	80
39. Punto P5, a 5 km del cráter, ladera sur del estero. Se encuentra una gran cantidad de bloques en la pared hacia su base. La línea punteada en amarillo delimita el alcance superior que tuvo el flujo en esta zona.....	82
40. Imágenes satelitales de las condiciones pre y post-lahar en el cauce del estero ([a] cota ~ 800 m s.n.m., [b] cota ~ 1.100 m s.n.m.).....	82
41. Mapa de ubicación de las curvas correspondientes a los sitios S2 y S3.....	84
42. [a] Zona donde se unen los pulsos (P2); la línea punteada en amarillo indica el límite superior del pulso que va por el norte, y la flecha en rojo indica la zona donde es más evidente la erosión que provoca el impacto del pulso que va por el sur. [b] Zona de curvatura correspondiente a P5. La línea amarilla punteada indica el límite superior de la marca del paso del lahar. Se distingue además la alta proporción de bloques de gran tamaño incrustados en la ladera en la porción baja a media del registro.....	85
43. [a] Método de circunferencias aplicado en el sitio P3, con puntos equidistantes a 25, 50 y 75 m. Los respectivos radios obtenidos son 143, 251 y 338 m. [b] En amarillo se representan las secciones perpendiculares a la dirección de avance del flujo; la proyección de estas secciones corresponde a las líneas naranjas, cuya intersección hacia el punto central da un radio de 369 m.....	87
44. Perfiles esquemáticos del estero en el sitios P3. En azul se destacan las medidas de Δh y W. Las líneas segmentadas en azul indican el nivel sobre el que se establece Δh según los depósitos y/o levées. El esquemas de P3' corresponde a Δh desde la base del depósito.....	87
45. Esquemas de las secciones P3 y P5 que indican el área (en naranja) que habría abarcado el lahar en las secciones curvas.....	89
46. Esquemas de las secciones establecidas en los sitios P8, P9 y P10.....	90
47. [a] Lahar en el Zanjón Seco-Carmelito. Tomado de Naranjo & Moreno, 2004. [b] Imagen satelital tomada el 04 de Marzo de 2015 (NASA). En rojo se	

delimita el área cubierta por material piroclástico al NW..... 100

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1. Resumen de las traversas realizadas en el intervalo de Abril-Noviembre.....	34
2. Características y emisiones de SO ₂ de los volcanes Ambrym y Bezymianny.....	45
3. Características y emisiones de SO ₂ de los volcanes Erebus y Etna.....	46
4. Características y emisiones de SO ₂ de los volcanes Kilauea y Popocatépetl. (Con * se representan las emisiones durante fases explosivas en el volcán Popocatépetl).....	48
5. Características y emisiones de SO ₂ de los volcanes Soufrière Hills y Stromboli.....	49
6. Características y emisiones de SO ₂ de los volcanes Villarrica y Yasur.....	50
7. Descripción de los puntos destacados en la Fig. 25 con las principales características allí halladas.....	55
8. Resultados del análisis granulométrico para las muestras del lahar del Estero Correntoso. Las proporciones de grava, arena y limo/arcilla están expresadas en porcentaje.....	65
9. Parámetros logarítmicos de Folk & Ward (1957). Modificado de Blott & Pye (2001).....	68
10. Escala de tamaño de grano modificada para GRADISTAT, comparada con las escalas definidas por Udden (1941), Wentworth (1922) y Friedman & Sanders (1978). Modificado de Blott & Pye (2001).....	68
11. Resultados del análisis granulométrico con GRADISTAT mediante el método de Folk & Ward (1957). Los valores fueron trabajados en escala de phi (Udden-Wentworth).....	69
12. Resumen de las dimensiones de los clastos (tamaño bloque) a distintas distancias del cráter. Las medidas corresponden a los tres ejes mayores.....	73
13. Resultado de velocidades en P2 y P5 mediante el método de balance de energía potencial y cinética.....	86
14. Resumen de las velocidades obtenidas en S2 y S3; v1 corresponde a Δh desde el techo del depósito y v2 a Δh desde la base del depósito.....	88
15. Resumen de los caudales calculados.....	90
16. Resumen de temperaturas y humedad atmosférica a la misma cota de la velocidad para cada travesa.....	93
17. Desviaciones estándar de cada sección con respecto a todas las velocidades y también a cada velocidad con respecto a las secciones.....	97

1. INTRODUCCIÓN

El volcán Villarrica es un estratovolcán ubicado en la Zona Volcánica Sur (Chile), donde se alinea en dirección NW-SE con los volcanes Quetrupillán y Lanín (Fig. 1). Es uno de los volcanes más activos de Chile y Los Andes, donde el registro desde 1558 a 1984-1985 indica unas 60 erupciones desde el cono principal, cráteres adventicios y fisuras laterales (Petit-Breuilh, 1994). Posee además un lago de lava activo desde la erupción de 1984-1985 (Palma *et al.*, 2008), caracterizado por una continua desgasificación. Es esta última característica la que convierte al volcán Villarrica en un escenario privilegiado para el estudio de la emisión de gases volcánicos, especialmente de SO₂. En este contexto, la cuantificación de flujos de SO₂ no es nueva en el Villarrica. Autores como Palma *et al.* (2008), Witter *et al.* (2004), Mather *et al.* (2004), entre otros, han realizado con anterioridad estudios en este ámbito. Sin embargo, considerando la dinámica reciente del sistema magmático, se hacen necesarios nuevos trabajos con el objetivo de precisar el estado actual de emisiones gaseosas.

La tasa de emisión de SO₂ es una de los parámetros clave en el monitoreo volcánico de gases (Elias *et al.*, 2006). Lo anterior debido a la fuerte absorción que la especie presenta en el rango UV, las bajas concentraciones de fondo en la atmósfera y su relativa abundancia en el penacho volcánico (McGonigle, 2005). Para su cuantificación, muchas han sido las técnicas implementadas desde 1970, que han evolucionado hacia instrumentos cada vez más accesibles, involucrando costos más bajos y una mayor maniobrabilidad. Las características antes mencionadas son propias del instrumento a utilizar en este trabajo, FLYSPEC, que corresponde a un mini espectrómetro UV análogo al funcionamiento de la espectroscopía de correlación (COSPEC), fundamentado en la metodología DOAS (*differential optical absorption spectroscopy*).

Otra esfera relevante del volcán Villarrica es el riesgo volcánico asociado a las erupciones, estrechamente ligado a la generación de lahares; los glaciares y la nieve estacional hacen que la formación de flujos laháricos primarios sea un peligro recurrente ante una erupción. El registro histórico muestra alrededor de 38 flujos laháricos desde 1410 (Van Daele *et al.*, 2014). Los flujos antiguos y recientes han inundado los principales sistemas de drenaje, Ríos: Turbio, Pedregoso, Zanjón Seco y Correntoso (Naranjo & Moreno, 2004). La reciente erupción del 03 de

Marzo de 2015 en el volcán Villarrica generó diversos lahares en diferentes direcciones, uno de los cuales alcanzó el Estero Correntoso, sujeto a estudio en este trabajo. El estudio de antiguos lahares en el volcán Villarrica se ha llevado a cabo por distintos autores (Naranjo & Moreno, 2004 y Castruccio *et al.*, 2010), donde se han expuesto características comunes para los lahares formados en los principales esteros adyacentes.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivos Generales

- Cuantificar las emisiones de SO₂ del volcán Villarrica en el intervalo Abril - Noviembre de 2015.
- Caracterizar el depósito del lahar generado luego de la erupción del 03 de Marzo de 2015 del volcán Villarrica, en el estero Correntoso.

1.1.2. Objetivos Específicos

- Cuantificar la emisión de gases en la etapa post eruptiva y correlacionarla con datos de RSAM de la estación sismológica VNV2 del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur.
- Analizar la variación y comparación entre los flujos de SO₂ obtenidos con FLYSPEC en los años 2000, 2001, 2003, 2006 y 2015 en el volcán Villarrica.
- Realizar una comparación en las emisiones de SO₂ entre el volcán Villarrica y otros sistemas volcánicos para conocer las magnitudes entre las que fluctúan las emisiones de gases y así acotar los posibles escenarios de evolución del volcán.
- En relación con el lahar del 03 de Marzo de 2015, determinar la concentración de sólidos, describir el depósito y las variaciones dentro del mismo, estimar el caudal del flujo y su velocidad mediante los métodos de super-elevación y balance de energía.

1.2. UBICACIÓN Y ACCESOS

El volcán Villarrica se encuentra en el límite regional entre la Región de la Araucanía y la Región de los Ríos, a los 39.42°S y 71.94°W , con una altimetría de 2.847 m s.n.m. Se encuentra dentro del Parque Nacional Villarrica, área de 63.000 ha ubicada en la Provincia de Cautín y la Provincia de Valdivia, de manera que se puede acceder al volcán desde las localidades de Coñaripe, Lican Ray, Pucón y Curarrehue (Fig. 1). En específico para la medición de SO_2 , y debido a la orientación preferencial del viento, el tránsito fue preferentemente por el sector norte y este del volcán, a través de la Ruta 199 y el camino hacia Palguín, respectivamente.

El estero Correntoso se ubica en el flanco NW del volcán, de manera que el tránsito para el trabajo en el lahar se hizo por la Ruta 199 viniendo desde Villarrica, hasta llegar al camino hacia CONAF (S-887) y desde ahí desplazarse hasta el centro de esquí.

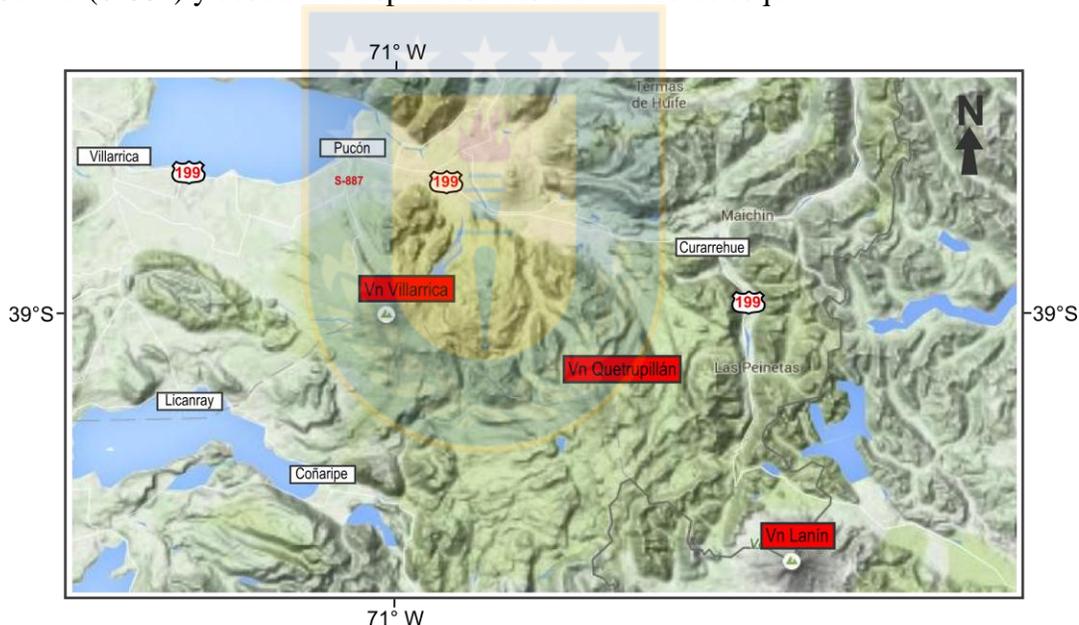


Fig. 1. Mapa de accesos al Parque Nacional Villarrica. Se destacan las rutas correspondientes hacia el paso internacional (CH 199) y el camino hacia las termas de Palguín.

1.3. CONDICIONES CLIMÁTICAS

Pucón se encuentra dentro de la Zona Sur de Chile, inserto en un clima templado lluvioso con influencia mediterránea (Dirección Meteorológica de Chile). La distribución de precipitaciones es continua durante todo el año alcanzado valores anuales de hasta 2.000 mm. Aunque en los períodos de verano las precipitaciones disminuyen, no es posible establecer una

estación seca, ya que incluso en los meses más secos, los totales mensuales son superiores a 50 mm. La diferencia térmica entre el mes más frío y el más cálido es del orden de 12°C, en tanto que la amplitud térmica diaria varía entre 8 a 11°C.

En específico para el año 2015, y en relación al trabajo de espectrometría, es útil especificar en las características y/o variaciones de vientos y radiación UV. Como se aprecia en la Fig. 2, la tendencia predominante del viento con componente del W, y su velocidad varía entre ~16 m/s (Abril) - ~20 m/s (Junio) y ~10 m/s (Noviembre). En tanto que los índices de radiación UVB corresponden a niveles: Altos (6) en Abril; Moderados (3) en Junio, y en Extremos (11+) en Noviembre. Con respecto a la radiación UV, es importante destacar ciertos puntos:

- La intensidad con la que la radiación UV llega a la superficie depende en primera instancia de la intensidad de emisión del sol, que puede variar en $\pm 1,5\%$.
- La inclinación de los rayos solares dependen de la latitud; desde el Trópico hacia el S, el sol alcanza cada vez menos altura al mediodía. Mientras menor sea esta altura, la capa de atmósfera que deberán atravesar los rayos es más espesa y por consiguiente, la radiación que alcanza la superficie es menor.
- A mayor altura, la capa atmosférica es más delgada, de manera que hay menos absorción de la radiación y llega a la superficie con mayor intensidad.

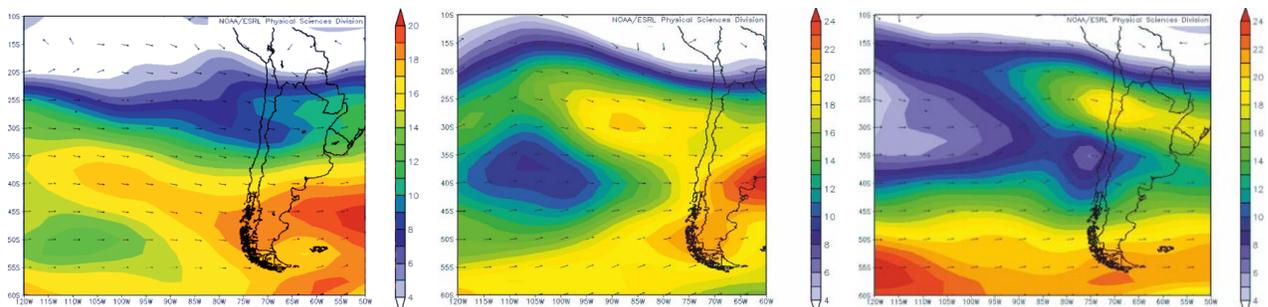


Fig. 2. Campos del viento a nivel de 500 hPa (tropósfera media) durante [a] Abril [b] Junio y [c] Noviembre. Fuente NCEP/NCAR-NOAA. Tomado de DGAC/DMC.

1.4. METODOLOGÍA DE TRABAJO

1.4.1. Etapa de Gabinete 1

La primera parte del trabajo fue la cuantificación de las emisiones gaseosas de SO₂, para lo que fue necesario hacer una revisión bibliográfica, con el fin de conocer los fundamentos de la técnica de espectrometría UV y más específicamente del instrumento utilizado (FLYSPEC). Para esto fueron fundamentales los trabajos de Horton *et al.*, (2006), Williams-Jones *et al.*, (2008) y Nadeau & Williams-Jones (2008), trabajos que además fueron útiles para comprender el procesamiento de los datos obtenidos y posterior obtención de los flujos diarios de SO₂. Se revisaron también otros trabajos de medición de gases (específicamente de SO₂) en el Villarrica y otros volcanes de ambientes tectónicos distintos, para realizar la posterior comparación de las magnitudes en la emisión de gases, del volcán Villarrica por sí solo y también con otros volcanes.

La fase inicial del trabajo en el lahar también involucró una revisión bibliográfica que tratara en detalle las características depositacionales y dinámicas de los flujos laháricos, además del estudio del método de super-elevación para determinar la velocidad del lahar. Todo esto, en conjunto, en vías de tener claridad en la toma de datos en terreno. Por otra parte, se revisó mediante *Google Earth*, la zona de estudio; las rutas de acceso a distintas zonas del lahar y las características del estero (a grandes rasgos) para definir *a priori* los sitios donde fuese posible aplicar el método de superelevación.

1.4.2. Etapas de Terreno

Las jornadas de terreno consistieron en la medición de las concentraciones de SO₂ del constante penacho de gases del volcán Villarrica mediante un espectrómetro UV (FLYSPEC) a partir de traversas realizadas en automóvil. Se registró también en una oportunidad el movimiento del penacho con una cámara de video, para luego determinar su velocidad e intentar con esto precisar el dato de la velocidad del viento, factor que induce a los mayores errores en el posterior cálculo de flujos de SO₂. Se realizaron en total 28 traversas llevadas a cabo en los meses de Abril, Mayo, Junio, Septiembre y Noviembre, en los días de clima apto para su realización, es decir, escasa o nula nubosidad y humedad. La ejecución de las mediciones fue óptima en la

medida que fueran próximas al *zenith* solar, sin embargo las jornadas se iniciaban en función del clima, ya que una parte importante de ellas se realizaron en temporada invernal.

En lo que concierne al trabajo en el lahar, este fue desarrollado en dos etapas de terreno; en la primera, se hizo un recorrido general del depósito para esbozar sus características y se trabajó en detalle en la zona más proximal, donde se comenzó la descripción mediante perfiles transversales de estero, con la finalidad de describir las características del depósito y los cambios que se distinguieron. En la segunda etapa, se trabajó en las zonas más distales e incluso se visitó la desembocadura en el Lago Villarrica, donde no existen remanentes del lahar. Se realizaron otros perfiles, esta vez para lograr calcular el caudal del flujo luego de obtener la velocidad del mismo y también se obtuvieron los parámetros necesarios para obtener la velocidad. A lo largo del depósito se obtuvieron un total de diez muestras de la matriz del depósito para hacer análisis granulométricos mediante tamizaje en seco y así contrastar la distribución granulométrica dentro del depósito.

1.4.3. Etapa de Gabinete 2

Para el trabajo de gases esta etapa consistió en el trabajo con los datos de cada travesía realizada, que a grandes rasgos consistió en llevar las trayectorias a ArcGis, para dividir en segmentos y calcular para cada uno de ellos el ángulo con respecto de la perpendicular a la dirección del viento, y luego mediante planillas Excel obtener promedios diarios de emisión. Cabe mencionar que esto tuvo lugar en paralelo a la etapa de terreno, y se extendió luego de su finalización, donde finalmente se realizó el análisis de variación de las emisiones y su correlación con el parámetro sísmico RSAM. Posteriormente, se resumieron una serie de características de algunos sistemas volcánicos de distintos ambientes tectónicos para realizar la comparación respectiva entre ellos y acotar los rangos esperables para el volcán Villarrica.

En tanto que para la caracterización del lahar, se tomaron en cuenta los perfiles y la descripción de sitios específicos para evaluar los contrastes dentro del depósito y así definir las fases (proximal y distal) y facies dentro del depósito, además de los tamizajes que también se llevaron a cabo en esta etapa. Por otra parte, se trabajó en precisar las características del flujo mediante la combinación de datos obtenidos en terreno y el uso de imágenes satelitales capturadas desde *Google Earth*. Dentro del mismo trabajo de datos, se calculó la velocidad del

flujo para dos sitios y con esto, más las secciones establecidas en los perfiles, se calcularon caudales a distintas cotas del estero.

1.5. TRABAJOS ANTERIORES

Numerosos han sido los estudios que abarcan estos dos temas, y específicamente en el volcán Villarrica, gracias a sus cualidades de sistema abierto y desgasificación permanente, además de la periodicidad de sus erupciones que han generado lahares recientemente. En esta revisión se incluyen también aquellos trabajos de mediciones gaseosas pioneros en el uso de FLYSPEC.

1.5.1. Espectroscopía UV

Horton *et al.*, (2006) realizaron mediciones de las emisiones volcánicas de SO₂ del volcán Kilauea (Marzo del 2002 a Febrero del 2003) para validar la implementación del FLYSPEC en lugar del COSPEC. En este trabajo se presenta una descripción física del instrumento y también se detalla su funcionamiento y la forma en la que se obtienen los flujos de SO₂. Los resultados conseguidos, denotan resultados idénticos para ambos instrumentos, con coeficientes de correlación mayores a 0,946.

Elias *et al.*, (2006) realizaron una comparación entre mediciones conjuntas con mini-DOAS, FLYSPEC y COSPEC, destacando también sus características físicas y metodológicas. Además, presentaron las emisiones calculadas mediante COSPEC y FLYSPEC durante ocho meses de medición en el volcán Kilauea, con la finalidad de aumentar la confianza en los observatorios sobre las nuevas tecnologías de espectroscopía UV en miniatura.

1.5.2. Volcán Villarrica

1.5.2.1. Emisiones de SO₂

Witter *et al.*, (2004) trabajaron distintos aspectos de la dinámica de desgasificación del volcán Villarrica; por una parte hicieron mediciones de las emisiones de dióxido de azufre en los años 2000 (260 ± 170 ton/día) y 2001 (460 ± 260 ton/día) y obtuvieron otros datos de composiciones químicas (HCl y HF) para calcular las propiedades físicas del magma. Además,

mediante modelos termodinámicos definieron condiciones de composición, presión, temperatura y fugacidad de oxígeno del magma, con lo que se fijaron condiciones someras de cristalización (< 170 bar) en un magma altamente desgasificado. Finalmente, establecieron un modelo para la desgasificación del sistema, en el que mediante procesos de convección en un conducto de ~5 m de diámetro ascienden volátiles y flujos calóricos, que posibilitan la existencia del lago de lava.

Mather et al., (2004) llevaron a cabo trabajos para conocer la composición de las emisiones volcánicas en los volcanes Lascar y Villarrica, con la finalidad de comprender su rol en la tropósfera. Las mediciones fueron realizadas en Enero y Febrero de 2003, donde utilizaron técnicas de muestreo directo (*filter pack*) e indirecto (espectroscopía UV y fotometría solar). Los resultados de flujos de SO₂ para el volcán Villarrica (320 ton/día) son similares a los estimados anteriormente en 2000 y 2001 (259 y 467 ton/día).

Palma et al., (2008) caracterizaron las principales cualidades de la actividad estromboliana del Villarrica a partir de datos de sismicidad, desgasificación (mediciones de los flujos de SO₂ entre 2004 y 2006) y observaciones visuales. Según esto, distinguieron tres tipos de actividad en el cráter: magma hirviendo, pequeñas fuentes de lava y explosiones estrombolianas. Identificaron fluctuaciones en las emisiones de SO₂ en escala de días y meses, que entre otros fenómenos, puede ser atribuida a la coexistencia de eventos explosivos y desgasificación pasiva. Establecieron las emisiones en el rango de 200-500 Mg/d como representativas del nivel base de actividad. Notaron también fluctuaciones en la actividad del cráter de la escala de meses a años, consistente con variaciones en: nivel de la columna de magma, emisiones de SO₂, duración y frecuencia de las explosiones estrombolianas y amplitud del tremor, además de aparición de sismos tipo VT.

1.5.2.2. Lahares

Naranjo & Moreno (2004) trabajaron en los lahares de los principales sistemas de drenaje aledaños al volcán: Turbio-Pedregoso y Zanjón Seco. De esto, concluyeron que hay características comunes para los lahares ahí desarrollados; el bajo contenido en arcillas y los detritos glaciales como fuente de sedimentos. Sin embargo, las características propias de cada sistema (como lo gradientes del cauce) imponen condiciones a la dinámica de los flujos, resultantes en depósitos con cualidades distintas.

Castruccio et al., (2010) hicieron un estudio comparativo entre dos lahares del volcán Villarrica (ríos Voipir y Chaillupén a lo largo de 20 a 25 km) y un lahar del río Tepú en el volcán Calbuco. Las diferencias halladas en los depósitos también revelan dinámicas distintas; los depósitos de 1971 del Villarrica muestran estructuras internas (laminación, lentes, gradaciones, etc.) y la granulometría varía de uni a bimodal, con bajo porcentaje de arcillas. El depósito del lahar del Calbuco tiene escasos registros de estructuras internas, características de emplazamiento caliente y mayor porcentaje de arcillas (< 10% de peso).

1.6. AGRADECIMIENTOS

En primera instancia quisiera agradecer a mi familia, a mis padres y hermano por su amor y apoyo incondicional en todos los aspectos de la vida, un pilar fundamental con el que he alcanzado mis mayores anhelos y grandes momentos.

Agradecer a mis amigos, que fueron la mejor compañía lejos de casa; gracias por la ayuda y por los buenos momentos, los aprendizajes y lecciones de vida. Mención especial para los temucanos Gaby, Luchito, Beto y Pepo; los penquistas Camper, Feñita, Budi y Pelado ¡sin ustedes la tarea habría estado bien difícil!, gracias por la ayuda en terreno y por los cachitos a distancia.

Agradecer a Don Pedro, del departamento de Ciencias de la Tierra, siempre dispuesto a ayudar con una gentileza y buena onda pocas veces vista. A mi profesor guía, José Luis Palma por darme la posibilidad de trabajar en el volcán Villarrica, y a la comisión de este trabajo por sus sugerencias y aportes.

Y dar gracias al Programa de Doctorado del Departamento de Ciencias de la Tierra por el apoyo económico en mi participación en el congreso *Cities on Volcanoes 9*.

2. CONTEXTO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO

El volcán Villarrica corresponde a uno de los más de 200 volcanes pleistocenos a holocenos ubicados en el arco Andino, los cuales están agrupados en los siguientes segmentos: Zona Volcánica Norte (2°N-5°N), Zona Volcánica Central (14°S-28°S), Zona Volcánica Sur (33°S-46°S) y Zona Volcánica Austral (49°S-55°S) (Stern, 2004).

2.1. ZONA VOLCÁNICA SUR (ZVS)

Abarca cerca de 1.400 km donde se encuentran más de setenta estratovolcanes compuestos del Pleistoceno y Holoceno, más de cien centros eruptivos menores y al menos nueve calderas (Stern, 2004). Es la zona volcánica con mayor cantidad de erupciones históricas, siendo los volcanes Llaima y Villarrica los más activos de este segmento y el arco Andino; en conjunto suman más de 80 episodios eruptivos registrados desde 1558 (Simkin & Siebert, 1994; Petit-Breuilh 1994; Petit-Breuilh & Lobato, 1994; Naranjo & Moreno, 2005 en Stern *et al.*, 2007).

Los límites geográficos de la ZVS son coincidentes con ciertos rasgos geológicos de la Placa de Nazca; por el N subducta la dorsal de Juan Fernández y por el S lo hace la dorsal de Chile [Stern *et al.*, 2007]). Además, las variaciones de la Placa de Nazca generan también cambios latitudinales en el proceso de subducción. La edad de la Placa de Nazca en el frente de subducción aumenta hacia el N desde 0 Ma en el Punto Triple Chileno (46°S) a ~37 Ma a los 33°S, con discontinuidades en las zonas de fractura de Guafo, Chiloé, Valdivia y Mocha (Tebbens *et al.*, 1997; Tebbens & Cande, 1997 en Völker *et al.*, 2011), característica directamente asociada a la variación en la velocidad entre 7 a 9 cm/año y al ángulo de subducción (~20° en el N y >25° hacia el S) (Stern, 2004). Conforme a esto, la profundidad del *slab* bajo la Cordillera Principal es <100 km en el límite S de la ZVS, con un máximo de 140 km a los 36-37°S (Tassara *et al.*, 2006); los espesores corticales varían de 55-60 km a 30-35 km de N a S (Stern *et al.*, 2007); la zona de fusión del manto bajo el arco (distancia entre el techo del *slab* y el Moho continental) varía entre 45 y 60 km en los límites N y S, respectivamente (Völker *et al.*, 2011).

En cuanto a la entrada de sedimentos a la fosa, en parte son arrastrados hacia la cuña del manto por el canal de subducción, que tiene variaciones en el espesor en cortas distancias (>1.500 m ~39°S a 0 m ~38°S [Bangs & Cande, 1997 en Völker *et al.*, 2011]). Parte de estos

sedimentos pueden acumularse bajo la placa, generando levantamiento costero o pueden ser transportados hacia mayores profundidades aportando fluidos a la zona del arco. La zona subductada de la Placa de Nazca involucrada en la reciente formación de magmas pasó el frente de la fosa hace 5-7 Ma. Durante este lapso de tiempo, la entrada de sedimentos a la fosa pudo haber tenido fluctuaciones en respuesta a los ciclos glaciales (Völker *et al.*, 2011).

Otro aspecto fundamental dentro de la ZVS son los cambios estructurales. El límite N se caracteriza por una serie de fajas corridas y plegadas cenozoicas paralelas al margen, en el Antepaís, que acomodan al acortamiento E-W (Völker *et al.*, 2011). La estructura dominante al sur de los 37,5°S es la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), rasgo estructural de carácter transpresional dextral, activa desde el Mioceno (Cembrano *et al.*, 2000; Thomson, 2002; Rosenau *et al.*, 2006 en Völker *et al.*, 2011) y se extiende por 1200 km en el intra-arco entre los 38° y 47°S (Cembrano *et al.*, 1996; Folguera *et al.*, 2002; Adriasola *et al.*, 2006 en Cembrano & Lara, 2009) (Fig. 3).

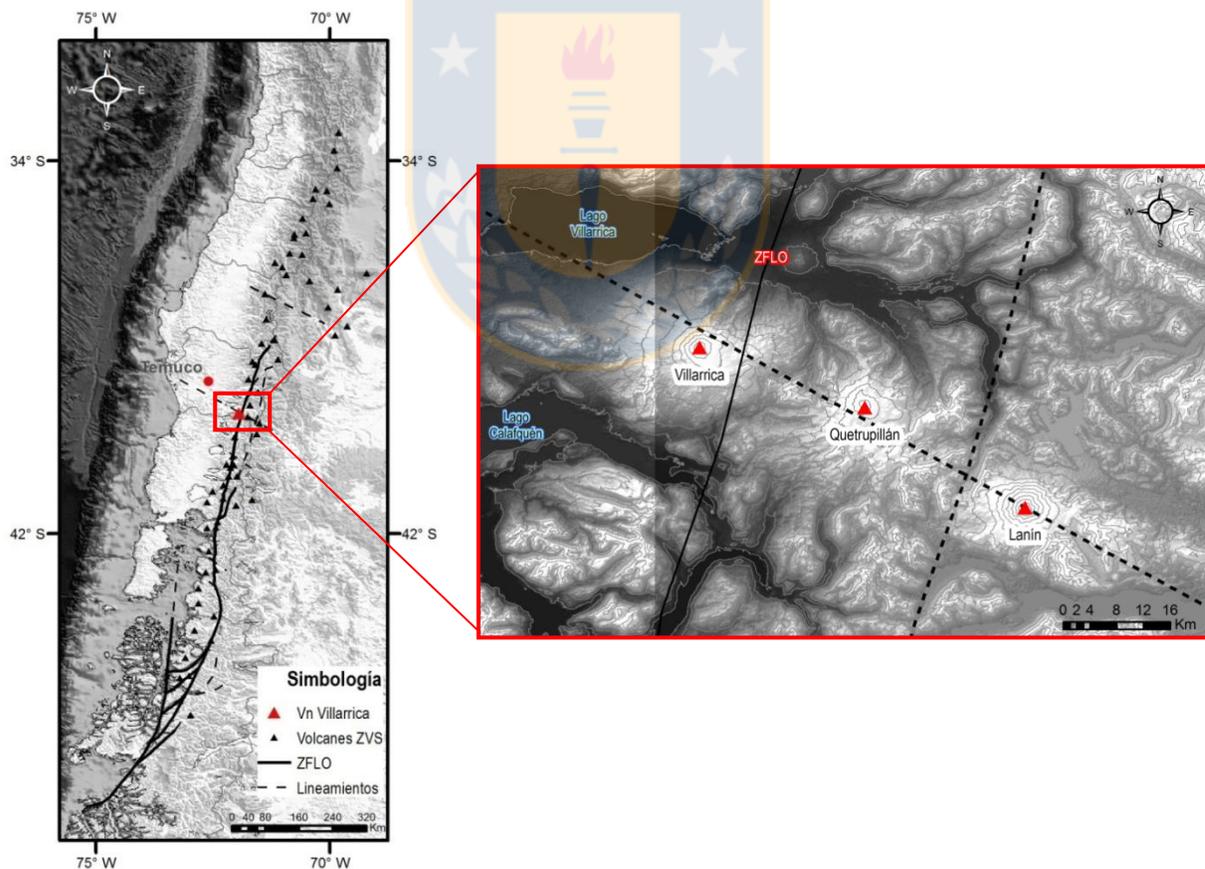


Fig. 3. Mapa con la visualización de los volcanes presentes en la Zona Volcánica Sur, con énfasis en el volcán Villarrica y los principales rasgos estructurales (ZFLO) y lineamientos. A la derecha, el detalle del lineamiento que controla la disposición de los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín. Elaboración propia, basado en Cembrano & Lara (2009).

La presencia de éste y otros rasgos estructurales de menor orden muestran cierta asociación con la distribución de los volcanes de la ZVS. Según esto, y considerando las heterogeneidades en la arquitectura del basamento pre-andino, las interacciones volcano-tectónicas han sido clasificadas en dos grandes categorías: asociaciones ligadas cinemáticamente y asociaciones no ligadas cinéticamente (Cembrano & Lara, 2009). El volcán Villarrica se enmarca dentro de la segunda categoría, donde la distribución espacial de los volcanes está controlada por las estructuras heredadas del basamento (Cembrano & Lara, 2009). Por otra parte, los conos parásitos ubicados en los flancos NE y SW del volcán siguen lineamientos en las mismas direcciones, que son controlados por la tectónica reciente y representan los conductos por los cuales el magma alcanza la superficie.

Las unidades geológicas presentes en la ZVS corresponden a fajas paralelas a la fosa constituidas por: plutones paleozoicos y rocas metamórficas en la Cordillera de la Costa, rocas volcano-sedimentarias (Oligoceno al Reciente) en la Depresión Central, y plutones mesozoicos con rocas volcano-sedimentarias en la Cordillera Principal (Cembrano & Lara, 2009).

2.1.1. PELIGRO VOLCÁNICO EN LA ZVS

Las erupciones post-glaciales de la ZVS incluyen tipo Hawaiiana, Estromboliana, Subpliniana, Pliniana, Vulcaniana y Freatomagmática con VEI de 0 a 6 (Newhall & Self, 1982 en Stern *et al.*, 2007). El estilo de erupción está ligado estrechamente a la composición magmática; magmas basálticos a basáltico-andesíticos se caracterizan por erupciones estrombolianas, que incluyen a su vez fases hawaiianas, como es el caso de erupciones históricas del Antuco, Osorno, Llaima y Villarrica (Stern *et al.*, 2007). Por otra parte, magmas intermedios comúnmente presentan erupciones subplinianas: Descabezado Grande (1932), Cordón Caulle (1922, 1960 y 2011) y Calbuco (1961 y 2015). En tanto que los magmas más ácidos se asocian a erupciones plinianas o subplinianas: Quizapu (1932) y Hudson (1991). Sin embargo, magmas básicos han generado también depósitos indicadores de alta explosividad, como la Ignimbrita Licán en las cercanías del volcán Villarrica (Tassara, comunicación escrita, 2017).

Sin embargo, el mayor peligro asociado a las erupciones, corresponde a lahares, flujos y oleadas piroclásticas. En el caso del volcán Villarrica, entre los eventos eruptivos de 1948-1949, 1963-1964 y 1971-1972, murieron más de 75 personas (Lara & Clavero, 2004 en Stern *et al.*,

2007). El volcán Villarrica y sus cráteres adventicios han emitido coladas de lava de hasta 18 km de longitud, que han afectado especialmente, el sector norte, occidental y sur del edificio volcánico, en tanto que los flujos laháricos descenderían por los mismos cauces de las lavas; las principales vías de descargas corresponden a los valles de los ríos Turbio-Pedregoso, Zanjón Seco-Carmelito, Correntoso, Molco-Huichatio, Voipir, Chaillupén y Seco-Llancahue (Mapa de peligros del Volcán Villarrica, Sernageomin, 2000).

2.2. GEOLOGÍA Y ACTIVIDAD ERUPTIVA DEL VOLCÁN VILLARRICA

Es un estratovolcán compuesto (250 km^3) del Pleistoceno Medio - Holoceno, de composición basáltica a basáltica-andesítica. Las rocas son primitivas en cuanto a composición isotópica ($\text{Sr}^- \sim 0,704$, $e_{\text{Nd}} +5$ y $\text{O}^- +5,8$) (Hickey-Vargas *et al.*, 1989).

La actividad eruptiva reciente del volcán Villarrica ha sido determinada como efusiva a ligeramente explosiva (principalmente erupciones estrombolianas) (Moreno, 1993). Sin embargo, existen al menos 15 depósitos que evidencian procesos explosivos postglaciales (<14 ka); ejemplos de esto lo constituyen las ignimbritas Licán y Pucón. El basamento del volcán consiste en rocas volcánicas andesíticas hipabisales del Cenozoico superior e intrusivas de composición granodiorítica del Paleozoico tardío al Mioceno superior (Moreno & Parada, 1976; Munizaga *et al.*, 1988) y depósitos sedimentarios ligados a las glaciaciones del Pleistoceno medio a tardío (Moreno, 1993). De acuerdo a criterios morfo-estructurales y estratigráficos, las unidades presentes en el volcán Villarrica han sido definidas dentro de tres etapas de evolución (Fig. 4, Fig. 5). En una etapa temprana (Villarrica 1) se construyó un estratocono ancestral, que luego (~100ka) colapsó parcialmente generando una caldera elíptica de 6,5 km por 4,2 km de diámetro. Lavas subglaciales (basáltico-andesíticas), diques y domos dacíticos fueron generados durante la Glaciación Llanquihue (95-14 ka), como también una serie de flujos piroclásticos y depósitos de caída (de composición básica a ácida). Aproximadamente a los 13.7 ka tuvo lugar el segundo colapso de caldera, generando una serie de flujos piroclásticos (Ignimbrita Licán). Un nuevo estratocono ubicado al NW de las calderas 1 y 2 se formó luego de sucesivas erupciones (Villarrica 2, 14-3.7 ka). A los 3.7 ka ocurrió el colapso parcial de este estratocono, formando una pequeña caldera (caldera 3), proceso al que se asocia la Ignimbrita Pucón (Clavero 1996; Clavero

& Moreno, 2004 en Stern *et al.*, 2007). Luego, comienza la formación de un nuevo estratocono a través de erupciones efusivas y explosivas (Villarrica 3, 3.7 ka al presente).

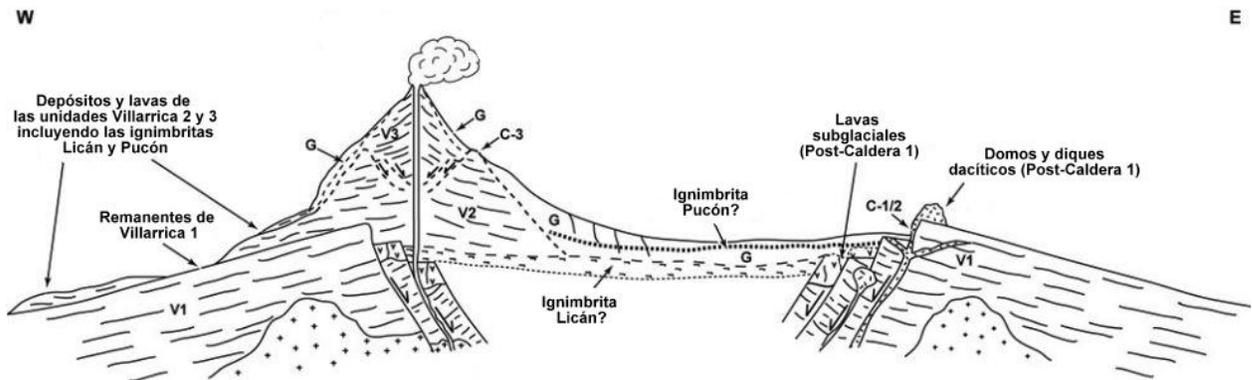


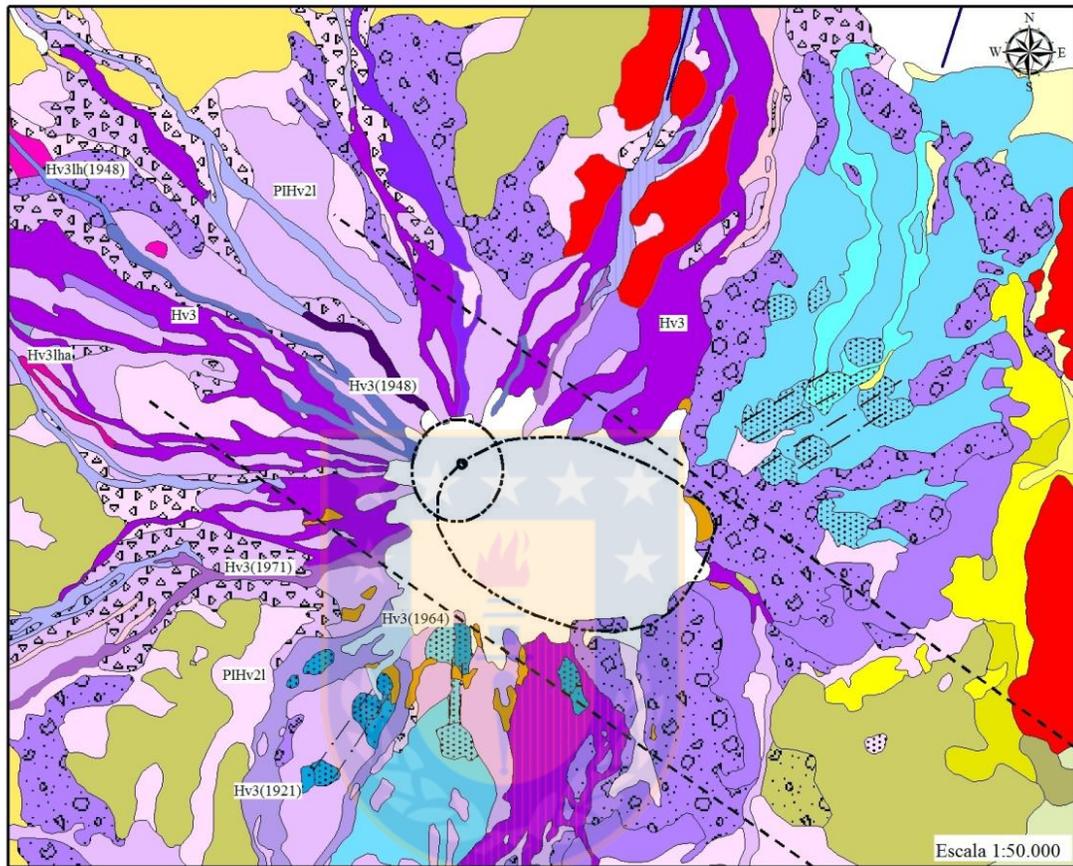
Fig. 4. Perfil esquemático con las unidades geológicas del volcán Villarrica (Modificado de Clavero & Moreno, 2004). **V1** (Unidad Villarrica 1), **V2** (Unidad Villarrica 2), **V3** (Unidad Villarrica 3), **C-1/2** (Calderas 1 y 2, asociadas al colapso de 100 ka y a la formación de las ignimbritas Licán), **C-3** (Caldera 3, asociada a la ignimbrita Pucón), **G**: Glaciar.

- **Unidad Villarrica 1 (Pleistoceno Medio - Pleistoceno Superior) (Fig. 5):** Consiste en una secuencia de 500 m de espesor, constituida por flujos de lava de composición basáltica a andesítica, brechas volcánicas, tobas y aglomerados (50 - 56% SiO₂) con escasas andesitas (56-58% SiO₂) (Moreno, 1993; 2004). En el borde E de la caldera se encuentran diques dacíticos, lacolitos y pequeños domos (64.5% SiO₂) (Clavero & Moreno, 2004). Estas rocas son porfíricas, con cristales de plagioclasa, olivino y clinopiroxeno, en tanto que las intrusiones dacíticas presentan también ortopiroxeno.

Hacia el W se encuentran flujos piroclásticos inconsolidados (basálticos a andesíticos), depositados luego de erupciones intraglaciales (Moreno, 1993). En tanto que al E y NE, en la base del volcán, los flujos de lava y materiales volcanoclásticos podrían corresponder a los flancos de la antigua caldera. Moreno (1993) sugirió que la unidad podía ser subdividida en dos subunidades: pre última glaciación (> 90.000 ap) e intraglacial (90.000 a 14.000 AP).

- **Unidad Villarrica 2 (Pleistoceno Superior - Holoceno) (Fig. 5):** Es una secuencia de 120 m de espesor, consistente en flujos piroclásticos, oleadas, depósitos de caída y flujos de lava. Estos últimos de composición basáltica andesítica a andesítica (50 - 57% SiO₂), y cubren

alrededor de 2.000 km² alrededor del volcán. La base y techo de la unidad, están definidos por las ignimbritas Licán (13.700 AP) y Pucón (3.700 AP) respectivamente, y representan los mayores flujos piroclásticos en el registro del volcán Villarrica.



LEYENDA

UNIDAD VILLARRICA 3 (Holoceno tardío)		UNIDAD VILLARRICA 2 (Pleistoceno Superior - Holoceno)	
	Hv3(1971) Subunidad Histórica (1797-1984 DC).		PIHv2p Secuencia de lavas basálticas y andesítico-basálticas, con intercalaciones de depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída, principalmente de composición andesítico-basáltica, y depósitos laháricos. Se incluyen las ignimbritas Licán (13.850 AP) y Pucón (3.700 AP).
	Hv3(1964) Lavas históricas de composición basáltica a andesítico-basáltica y lahares históricos (se indica año de la erupción entre paréntesis).		PIHv2l p. Principalmente depósitos piroclásticos l. Principalmente lavas
	Hv3(1948) Lahar histórico (se indica año de la erupción entre paréntesis).		
	Hv3(1921)		
	Hv3lh(1963) Lava Hv3(año)		
	Hv3lh(1948) Lahar Hv3lh(año)		
	Hv3lh Lahar indiferenciado Hv3lh		
	Hv3lh Subunidad Pre-Histórica (3.700 AP)		
	Hv3 Lavas basálticas a andesítico-basálticas y lahares antiguos sin determinación de año de erupción, con intercalaciones de depósitos piroclásticos de flujo, oleada y caída, de composición andesítico-basáltica.		
	Hv3lha Lavas Hv3		
	Lahares Hv3lha		PIV1 Secuencia de lavas basálticas a andesítico basálticas, domos, lacolitos y filones dacíticos, brechas piroclásticas, brechas epiclásticas laháricas, tobas y depósitos piroclásticos de flujo y caída.

Fig. 5. Geología del Volcán Villarrica. Modificado de Moreno & Clavero (2006).

- **Unidad Villarrica 3 (Holoceno) (Fig. 5):** Consiste en una secuencia de flujos piroclásticos, depósitos de caída y oleadas, además de flujos de lava de composición basáltica a basáltica-andesítica (48 - 54% SiO₂) y depósitos de lahar.

La unidad tiene un espesor de 15 m y contiene a la parte superior del estratovolcán, constituida sobre la caldera más joven. La base de la unidad se constituye por depósitos de caída, escoriáceos, y se distribuidos al NNW del macizo.

2.2.1. ACTIVIDAD ERUPTIVA DE MARZO DE 2015

La erupción más reciente del volcán Villarrica, ocurrida el 3 de Marzo de 2015 a las 03:08 hrs (UTC), fue el momento cúlmine de una etapa de aumento sostenido en la actividad del macizo, iniciada en Febrero del mismo año. Durante los días previos a la erupción, la actividad sísmica estuvo caracterizada por explosiones en el cráter, con un auge en la frecuencia y magnitud el día 2 de Marzo (Sernageomin, 2015).

La madrugada del 3 de Marzo, la actividad sísmica tuvo un fuerte incremento; las estaciones sísmicas de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica registraron importantes cambios en la distribución espectral, con repentinas variaciones en el contenido frecuencial (principalmente entre 0,5 y 7 Hz), en directa relación a procesos superficiales (Hernández & Peña, 2015). Según Naranjo (2015) se generó una fuente de lava que alcanzó los 400 m sobre el cráter, sin embargo observaciones directas y mediante fotografías se estima que la fuente de lava alcanzó 1.5 km (Palma, 2017, comunicación escrita) (Fig. 6b). Este tipo de actividad generó la proyección de material en forma balística alrededor del cráter, con alcance cercano a los 3 a 4 km (Bertin, *et al.*, 2015). Seguido de esto se constituyó una columna de gases y piroclastos de más de 8 km de altura y un paragua de dispersión dirigido hacia el E (Naranjo, 2015) (Fig. 6a). Junto al desarrollo de la columna eruptiva, se generaron también flujos piroclásticos que, desplazados sobre la nieve, generaron diversos flujos laháricos que alcanzaron los ríos Correntoso, Turbio, Zanjón Seco y Pedregoso.

La erupción fue de corta duración, no superior a 30 minutos, pero tuvo la magnitud suficiente como para depositar tefra en localidades distantes a más de 100 km del volcán (Bertin *et al.*, 2015). Fue categorizada con un índice de explosividad volcánica (VEI) de 2.



Fig. 6. Erupción del volcán Villarrica donde se distinguen: **[a]** columna eruptiva, **[b]** fuentes de lava, **[c]** fase final del proceso eruptivo. Las imágenes fueron obtenidas desde **[a]** www.latercera.com, **[b]** www.elnuevoherald.com y **[c]** elmundo.sv.

A pesar de que los piroclastos de caída no conformaron un depósito propiamente tal, se estimó que el espesor equivalente del depósito correspondería a $2/5$ del diámetro mayor para los fragmentos emitidos (Bertin *et al.*, 2015). A partir de un mapa preliminar de isópacas elaborado por Bertín *et al.* (2015) se estimó un volumen corregido cercano a los 2,5 millones de metros cúbicos. Paralelo a esto, se efectuaron estimaciones de volumen con respecto a los depósitos proximales (*spatters* y flujos híbridos) donde se obtuvieron volúmenes corregidos de 2,2 millones de metros cúbicos. Estos valores permiten establecer un volumen total de $4,7 \pm 1,0$ millones de metros cúbicos para la erupción (Bertin *et al.*, 2015).

Entonces, dentro del volumen total, los porcentajes para los diferentes productos volcánicos habrían correspondido a: (1) depósito de caída 52,3%, (2) *spatters* proximal 23,2% y (3) flujo híbrido de *spatters* 24,5%. Esto establece que, del total de material eruptivo, habría una cantidad idéntica de material correspondiente a la columna eruptiva con respecto al material balístico emitido. Asimismo, que alrededor de la mitad del material depositado en torno al cráter fue incorporado a estos flujos híbridos indicando, además, gran efectividad en los procesos de transferencia de calor y en fusión de la cobertura glacial (Bertin *et al.*, 2015).

3. MEDICIONES DE SO₂

El monitoreo de gases es útil en la interpretación de la actividad volcánica, dado que el proceso de desgasificación ejerce control sobre el estilo eruptivo, además de estar sumamente ligado a la actividad sísmica y a la deformación (Oppenheimer *et al.*, 2003). Aunque en esta oportunidad el enfoque no sea profundizar en las condiciones eruptivas del volcán Villarrica, sí se busca conocer las cantidades de gas (SO₂) emitidos.

Los penachos volcánicos corresponden a una mezcla de gas, líquido y partículas sólidas, cuyos componentes principales son H₂O y CO₂, y en menor proporción SO₂, H₂S, HCl, HF y HBr (Edmonds, 2008). Estos gases entregan información importante acerca de las condiciones en profundidad (composición del magma, volumen, dinámica de transporte y desgasificación) (McGonigle, 2005). Es entonces con el estudio de los penachos volcánicos, tanto la composición de gases como las tasas de emisión, que se pueden conocer las condiciones físico-químicas en las cuales se produce la separación de las fases fundida y gaseosa (Wittmer *et al.*, 2014). El dióxido de azufre (SO₂) en específico, corresponde a la especie gaseosa de mayor interés en el monitoreo de gases, debido a su relativa alta abundancia en penachos volcánicos y a la vez baja concentración en el aire atmosférico, además de fuertes absorciones ópticas fácilmente identificables en el rango UV de la radiación solar (McGonigle, 2007).

El método más utilizado para conocer las proporciones de gases volcánicos en conductos abiertos, es la colección directa desde la fuente de emisión mediante botellas que contienen una solución alcalina (botellas de Giggenbach), que logran condensar la fase gaseosa para un posterior análisis de laboratorio (McGonigle, 2005). Sin embargo la inaccesibilidad al cráter imposibilita en muchos casos esta técnica, y se utilizan métodos de medición indirecta.

El monitoreo volcánico de gases mediante espectroscopía UV comienza en los años 70, luego del desarrollo del espectrómetro de correlación (COSPEC); una técnica de teledetección para la medición de algunos contaminantes y emisiones de SO₂ (Millán, 2008). Este fue elaborado por Barringer Research (Stoiber & Jepsen, 1973 en Nadeau & Williams-Jones, 2008). Sin embargo, y a pesar de la gran utilidad que este representaba, el instrumento tenía varias desventajas en cuanto a su maniobrabilidad y costos. Iniciados los años 90, se avanzó hacia el desarrollo de nuevas tecnologías basadas en los mismos principios (*Ocean Optics USB* y

Differential Optical Absorption Spectrometry), desarrollando así instrumentos como: mini-DOAS (Galle *et al.*, 2002), RMDI (Wardell *et al.*, 2003), MUSE (Rodríguez *et al.*, 2004) y FLYSPEC (Horton *et al.*, 2006) (Nadeau & Williams-Jones, 2008). También se han estimado flujos desde el espacio, cuando altas anomalías de ozono fueron observadas sobre México por el *Total Ozone Mapping Spectrometer* luego de la erupción de El Chichón (1982). Sin embargo, a causa de la baja resolución temporal, sólo se utiliza para cuantificar SO₂ en erupciones (McGonigle, 2005)

3.1. ESPECTROSCOPIA UV

3.1.1. Instrumentación: Fundamentos y Características

Las mediciones indirectas se iniciaron con el espectrómetro de correlación (COSPEC), que fue el instrumento con el que se realizaron una gran cantidad de mediciones de flujos de SO₂ tomando mediciones en tierra durante muchos años (McGonigle, 2007). Gracias a esto, se han acumulado invaluable series de tiempo de desgasificación en volcanes (ej. Caltabiano *et al.*, 1994; Sutton *et al.* 2001) y también set de datos de la desgasificación global (ej. Andres & Kasgnoc, 1998) (McGonigle, 2007). Este dispositivo mide la absorción de la luz visible dispersada por SO₂ cerca de los 300 nm, mediante un procedimiento de correlación (McGonigle, 2007).

En este trabajo se utilizó una variante de este instrumento, denominado FLYSPEC. Sin embargo, ambos equipos comparten una característica fundamental: utilizan la radiación electromagnética en la longitud de onda óptica del rango ultravioleta (UV) al visible.

3.1.1.1. *Differential optical absorption spectrometry* (DOAS)

Corresponde al método analítico mediante el cual se obtienen las cuantificaciones de gases en la atmósfera. La base de esta técnica está en la Ley de Lambert-Beer:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \cdot e^{(-\sigma(\lambda) \cdot c \cdot L)}$$

donde se determinan las intensidades de luz de una fuente de radiación en un punto inicial **I**₀ y en otro punto **I**, luego de haber recorrido una distancia **L** en un material uniforme de concentración

c. Por otra parte, $\sigma(\lambda)$ denota el coeficiente de absorción de una sección transversal para una longitud de onda, valor que es característico de cada especie de gas (Platt & Stutz., 2008). Conociendo estos parámetros, es posible determinar la concentración de la fase gaseosa absorbente, mediante el despeje de la ecuación:

$$c = \frac{\ln\left(\frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)}\right)}{\sigma(\lambda) \cdot L}$$

sin embargo esto no considera la modificación en la intensidad de la luz producida por la absorción de múltiples agentes atmosféricos, ni por la dispersión a partir de moléculas y aerosoles (Platt & Stutz., 2008), de manera que el análisis consiste en determinar la "absorción diferencial de las especies" (Platt, 1994), que puede ser definida como parte de la absorción total de una molécula que varía rápidamente con la longitud de onda (λ).

La extinción de la radiación puede dividirse en dos componentes según su modo de variación; la dispersión por moléculas o partículas suspendidas varía lentamente con la longitud de onda, en tanto que por absorción varía rápidamente. La absorción en sí (sección transversal) es una característica propia de cada especie gaseosa, y puede ser dividida en sus componentes de absorción lenta $\sigma_{io}(\lambda)$ y rápida $\sigma'_i(\lambda)$ (Platt, 1994):

$$\sigma(\lambda) = \sigma_{io}(\lambda) + \sigma'_i(\lambda)$$

entonces, el análisis abarca este problema partiendo del hecho que los agentes dispersores muestran espectros amplios, por ende, la finalidad es separar las estructuras espectrales (según su ancho de banda) para aislar la componente de absorción rápida ($\sigma'_i(\lambda)$) y cuantificar la concentración de un gas en un rango determinado. Según esto, y considerando el funcionamiento de la técnica, es importante destacar: (1) la absorción toma lugar en ciertas longitudes de onda, específicas para las estructuras moleculares de cada gas, (2) es posible medir gases que tengan bandas de absorción < 10 nm, que en teoría todos los gases poseen dentro de los rangos UV, visible e IR. Cada especie de gas posee espectros con formas únicas (Fig. 7), que corresponde al llamado *fingerprint* de cada molécula y es producto de la absorción en definidas bandas espectrales, aunque existen regiones en las que se absorben gases simultáneamente, ej.: entre 300 y 400 nm son absorbidos O_3 , SO_2 , NO_2 , $HCHO$ y BrO .

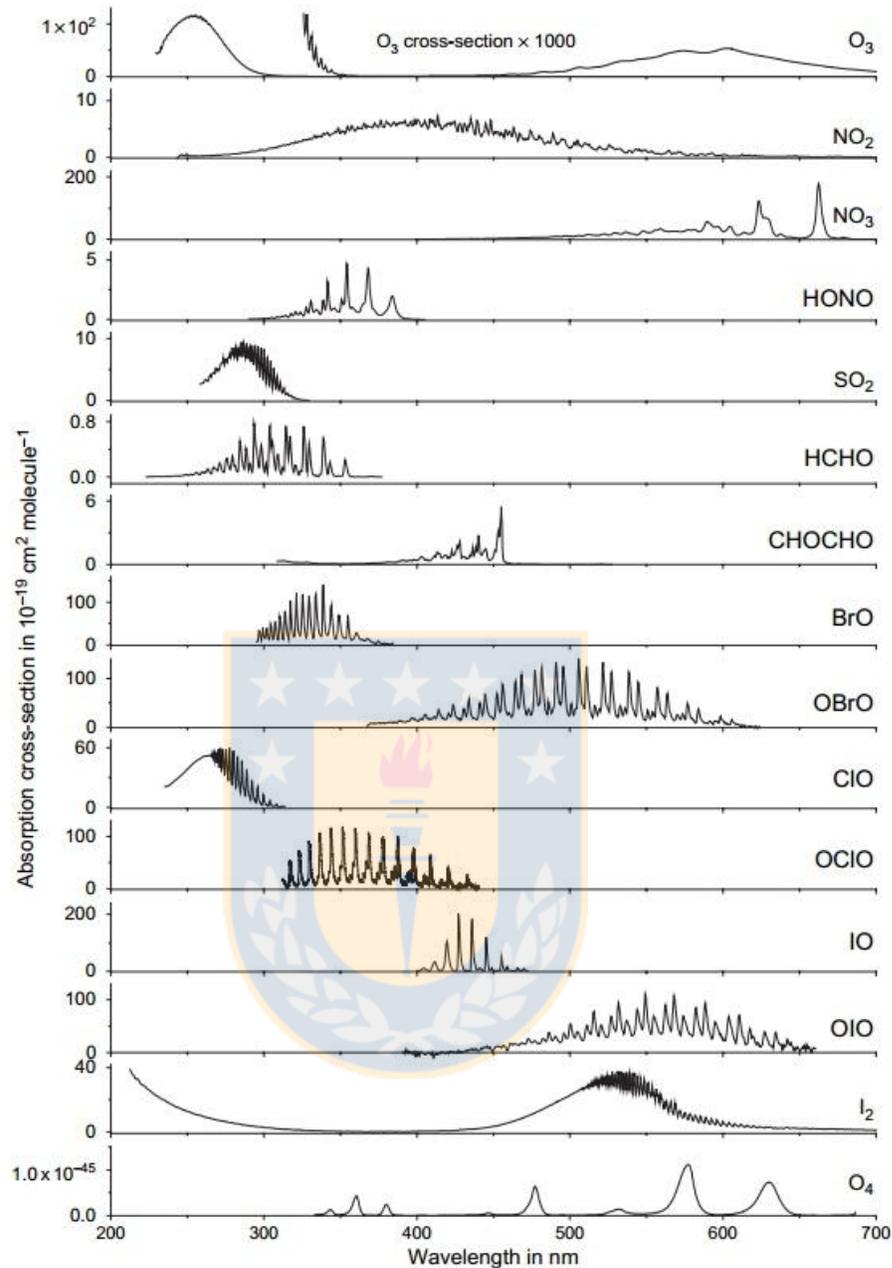


Fig. 7. Detalle de los espectros de absorción de las especies gaseosas (Platt, 2008).

3.1.1.2. FLYSPEC

Corresponde a una configuración instrumental que intenta homologar el funcionamiento del COSPEC y está fundamentada en la técnica de espectroscopía óptica de absorción diferencial (DOAS), a través de la utilización del espectrómetro *Ocean Optics USB2000* (Elias *et al.*, 2006). Este espectrómetro cuenta con una rejilla de 2.400 líneas/mm, la que combinada con una abertura

de $\sim 25 \text{ nm}$, genera una resolución espectral de 0.25 nm en el rango de $177\text{-}330 \text{ nm}$ (Horton *et al.*, 2006). En este rango, todo el espectro es analizado y almacenado; para las mediciones de SO_2 en tiempo real, un total de 8 a 9 *peaks* de absorción entre 304 y 320 nm son considerados (Horton *et al.*, 2006).

Algunas de las características físicas (Fig. 8) del instrumento son: (1) el espectrómetro se encuentra conectado a un computador utilizado para el registro de datos y como fuente de poder, (2) no presenta fibras ópticas, el telescopio está directamente conectado al espectrómetro, con el fin de reducir la pérdida de luz (por esto, tiene un mayor campo de visión que el mini-DOAS ($> 40 \text{ mrad}$ en vez de 20 mrad), (3) posee un filtro UV que reduce la luz parásita e incluye dos celdas de calibración con concentraciones conocidas de SO_2 .



Fig. 8. [a]Espectrómetro [b] Celda de calibración de baja concentración [c] Celda de calibración de alta concentración [d] GPS [e] Baterías para motor rotatorio de celdas [f] Salida de cable USB [g] Maleta. A la derecha se muestra el modo de empleo del instrumento, apuntando al cielo.

El instrumento provee en (tiempo real): el espectro de radiación UV, el cálculo de la absorbancia y el gráfico de la concentración (en ppm m) correspondiente a cada muestra (donde se incluye posición GPS y tiempo). Para determinar la concentración de SO_2 ; la adquisición y sustracción de un espectro *dark* (no entra radiación al espectrómetro) es necesaria para corregir el error instrumental. Para calibrar el patrón de concentración de SO_2 un espectro de referencia (*clear sky*) es colectado fuera del penacho (Horton *et al.*, 2006). Con esto, se realiza un ajuste en las mismas condiciones atmosféricas de las mediciones, y entonces los efectos atmosféricos como las líneas de Fraunhofer o el efecto anillo estarán presentes en todos los espectros, eliminando la necesidad de corregir las mediciones (Horton *et al.*, 2006 en Nadeau & Williams-Jones, 2008). Luego se colectan espectros de referencia de alta y baja concentración (también fuera del penacho), mediante la utilización de dos celdas de cuarzo, que contienen concentraciones

conocidas de SO_2 (procesadas según los pasos 1 a 5 de la Fig. 9). En los espectros de radiación obtenidos se trabaja con la diferencia entre los valores de absorción correspondientes a los altos y bajos (*peaks* y *trough*), para varios pares de valores entre 305 y 315 nm, y luego se trazan líneas cuadráticas del mejor ajuste con las calibraciones de concentración conocida y el origen (Fig. 10). Finalmente, las concentraciones de SO_2 son derivadas mediante el uso de coeficientes polinominales del espectro de las celdas calibración (Elias *et al.*, 2006).

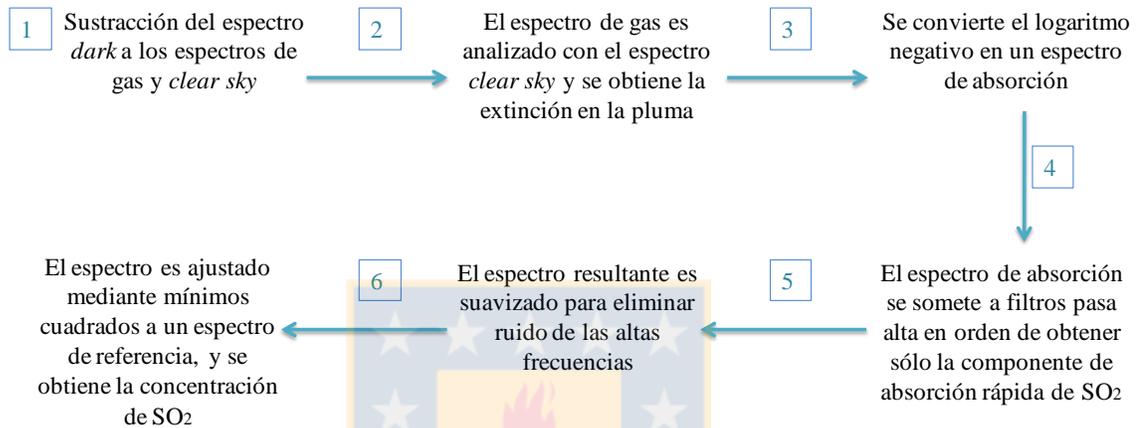


Fig. 9. Pasos para la recuperación de concentraciones de SO_2 (obtenido de Elias *et al.*, 2006)

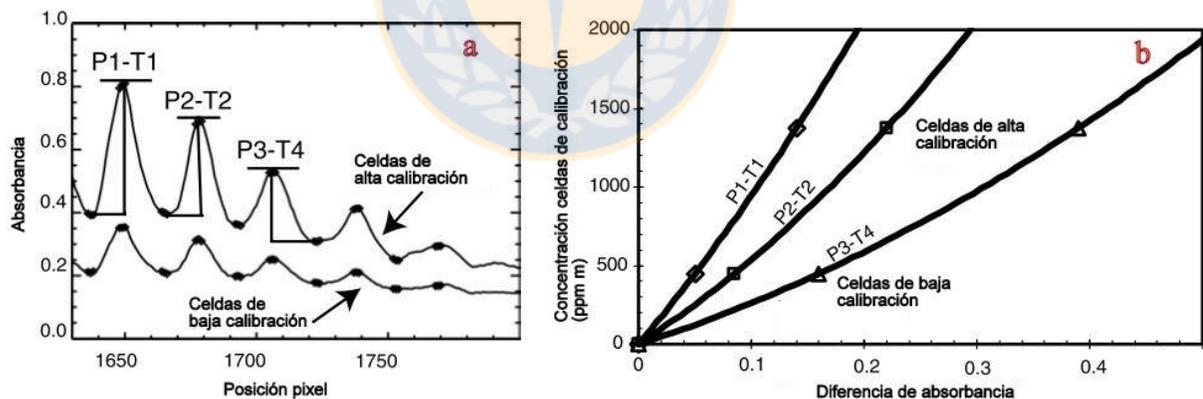


Fig. 10. [a] Obtención de coeficientes de calibración a partir de las diferencias de absorbancia entre altos y bajos para las celdas de calibración de alta y baja concentración. [b] Ajuste de tres puntos versus la diferencia en la absorbancia de los altos y bajos. Modificado de Elias *et al.*, 2006.

3.1.2. Metodologías de Medición

Existen dos técnicas mediante las cuales es posible medir las emisiones gaseosas desde los sistemas volcánicos: (1) Barridos y (2) Traversas. La primera consiste en hacer un barrido al

penacho, en distintos ángulos desde un punto fijo en superficie. En particular, esta técnica presenta mayores dificultades para establecer con certeza el ancho del penacho y su dirección, sin embargo es posible realizar una mayor cantidad de mediciones en menor rango de tiempo. (Williams-Jones *et al.*, 2008). Las traversas por su parte, consisten en la cuantificación de SO₂ directamente bajo el penacho, con el espectrómetro dispuesto verticalmente, montado en un vehículo. El paso inicial para la medición es la calibración del instrumento, de acuerdo a las condiciones climáticas en el momento de la travesa, y que consiste en la recepción de radiación UV en el espectrómetro con la inserción de celdas de calibración (de alta y baja concentración), *clear sky* y *dark* (donde se impide la entrada de luz al espectrómetro). Terminado esto, comienza el avance bajo el penacho, el espectrómetro registra concentraciones de SO₂ en ppm m, en intervalos de tiempo que dependen del tiempo de integración (tiempo que está en función de la luminosidad en el momento de la medición, normalmente van en el rango de 1000 a 4000 msec), al tiempo que se registra la posición GPS de la toma de datos. Idealmente, la trayectoria de la travesa debe ser perpendicular a la dirección de avance del penacho, sin embargo es posible realizar correcciones a la longitud de cada segmento si esta condición no fuese posible (Fig. 11).

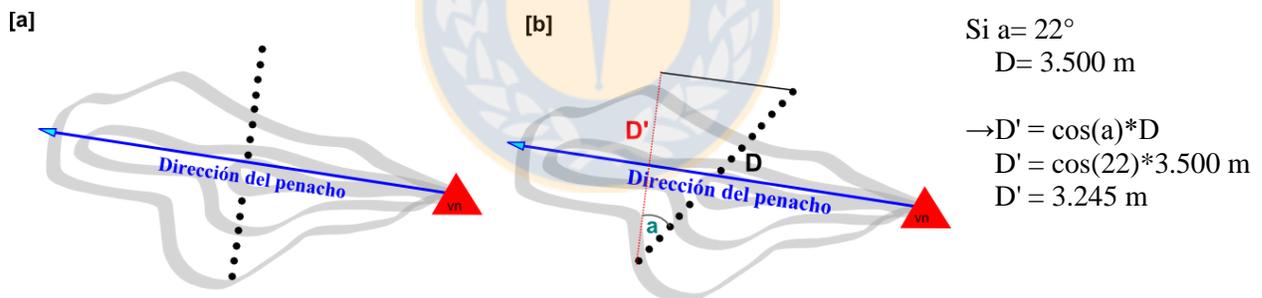


Fig. 11. Modo de corrección para cada segmento con respecto a la dirección normal a la del viento. En [a] se expone una situación ideal donde la trayectoria de la travesa (en puntos negros) es perpendicular a la dirección del penacho. En [b] la trayectoria de la travesa es oblicua a la dirección del penacho, de manera que su longitud se corrige según el cálculo arriba detallado.

Es esta última metodología la que se utilizará en este trabajo, donde los flujos de SO₂ se determinan a partir de la sumatoria de los flujos de los distintos segmentos (Williams-Jones *et al.*, 2008), los que se definen para corregir el ángulo con respecto a la dirección perpendicular a la dirección del penacho. Entonces, para cada segmento se realiza el cálculo según la Ec. 1:

$$F = [\text{SO}_2] * \cos\theta * d_{\text{seg}} * v_v * C_F \quad (\text{Ec. 1})$$

donde:

- F = Tasa de emisión de SO₂ (t/d).
- [SO₂] = Concentración de SO₂ en ppm-m.
- Θ = Ángulo entre el segmento y la perpendicular a la dirección del penacho.
- d = Longitud del segmento (m).
- v = Velocidad del viento (m/s).
- Cf = Factor de conversión (ppm-m³/s a t/d).

Las curvas de SO₂ obtenidas para cada travesa, presentan un error asociado al cambio en el ángulo del sol, que induce a sobreestimaciones en las concentraciones de SO₂. Esto fue mitigado según un ajuste lineal de las mediciones (Ec. 2), a fin de llevar la curva a un nivel base. Este procedimiento involucra sólo aquellos barridos que se encuentran dentro de la porción de más alta concentración.

$$[\text{SO}_2]^* = X_i - (X_1 + (n_i - 1) * ((X_2 - X_1)/n_i)) \quad (\text{Ec. 2})$$

donde:

- [SO₂]* = Emisión ajustada de SO₂ (t/d).
- X_i = Concentración de SO₂ de cada medición.
- X₁ = Concentración de SO₂ de la primera medición de la travesa.
- n = Número de medición.
- X₂ = Concentración de SO₂ de la última medición.
- n_i = Número total de mediciones dentro del intervalo de alta concentración.

Los cálculos para un mismo día en distintas travesas pueden tener variaciones, que pueden deberse en parte a fluctuaciones en la dirección y velocidad del viento, cambios en la opacidad del penacho debido a altos contenidos de ceniza, cambios en la cobertura de nubes y cambios en el ángulo del sol. Estos dos últimos factores influyendo directamente en la cantidad de radiación ultravioleta que alcanza al espectrómetro (Williams-Jones, *et al.*, 2008).

Finalmente, a partir del gráfico obtenido, se consideran aquellas mediciones que están bajo la curva que indica la alta concentración, y con la sumatoria de los flujos calculados para los segmentos que incluyen estos puntos se obtienen los flujos totales.

3.1.3. Condiciones de Medición

Las mediciones remotas de emisiones de SO₂ comprenden una serie de dificultades, independiente de la metodología a emplear. Se detallarán entonces los principales parámetros y óptimas condiciones para la ejecución de las mediciones mediante travesas, que como se

especificará más adelante, consiste en recorrer el penacho de gases en una sección transversal a su dirección de avance.

3.1.3.1. Viento

Es un factor sumamente influyente en la cuantificación de las emisiones gaseosas, ya que de él depende la dirección y velocidad del penacho. Establecer con certeza estos parámetros resulta sumamente dificultoso (Williams-Jones *et al.*, 2008), de manera que se asume una correspondencia entre el viento y el penacho, extrapolando a esta última la dirección y velocidad del viento. En mediciones realizadas en superficie, esta información se obtiene preferentemente a partir de estaciones meteorológicas o aeropuertos. En el caso de que esta información no esté disponible, se realizan mediciones en superficie y en la dirección del viento (Williams-Jones *et al.*, 2008). Para este efecto, existen instrumentos como teodolitos y anemómetros: los primeros, se ubican bajo o en sectores adyacentes al penacho, con el fin de realizar un seguimiento a un "paquete" de gas que viaja desde la fuente, por ende, conociendo la distancia recorrida y el tiempo empleado, la velocidad puede ser calculada. Para un conjunto de datos, varias mediciones son realizadas para conocer e incluir las variaciones en la velocidad del viento, y entonces utilizar un valor promedio para el cálculo en los flujos de SO₂ (Williams-Jones *et al.*, 2008).

Un método alternativo pero con los mismos fundamentos fue aplicado en este trabajo; mediante un registro de video, desde un sitio donde se tuviera una visualización conjunta de dos puntos de referencia (pr1 y pr2 en Fig. 12) y del avance del penacho (por lo tanto perpendicular a él), se capturó el desplazamiento del penacho durante un rango de tiempo. Con esto, al seguir la trayectoria de desplazamiento de un sector del penacho y determinar el tiempo al que pasa por los puntos de referencia, en conjunto con las distancias de estos puntos desde la fuente, se obtiene la velocidad del penacho.

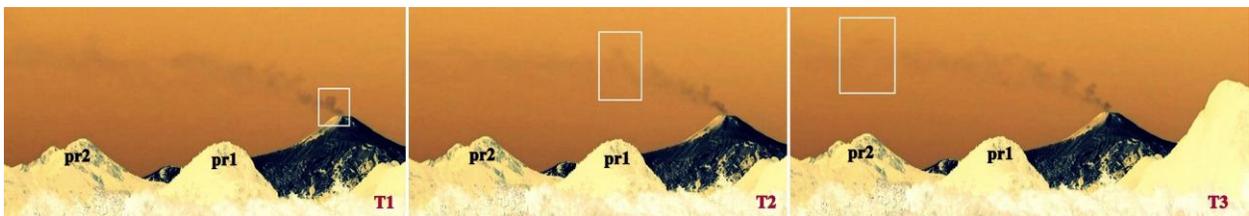


Fig. 12. Imágenes correspondientes a un registro de video utilizado en este trabajo (03 de Septiembre de 2015). Las imágenes representan tres tiempos donde se identifica la misma parcela de gas en: [T1] cráter, [T2] punto de referencia 1 (pr1) y [T3] punto de referencia 2 (pr2).

Por otra parte, la dirección del viento es el otro parámetro importante para el cálculo de los flujos de SO_2 ; ya que de esta depende la corrección aplicada a las rutas recorridas durante una travesa. Lo anterior, debido a que la situación ideal para medir gases a través de esta metodología es mediante el avance perpendicular al desplazamiento del penacho, de manera que en función de la variación de la dirección del viento, variará también el ángulo de corrección con respecto a la perpendicular en cada segmento.

La dirección puede ser obtenida desde estaciones meteorológicas o aeropuertos locales. Sin embargo resulta práctico y certero obtener esta información a partir del registro de las concentraciones de SO_2 en la curva de medición de cada travesa; donde el gráfico otorgado por el propio *software* (Fig.13) y la respectiva posición GPS de cada barrido indican la dirección del penacho (Williams-Jones *et al.*, 2008).

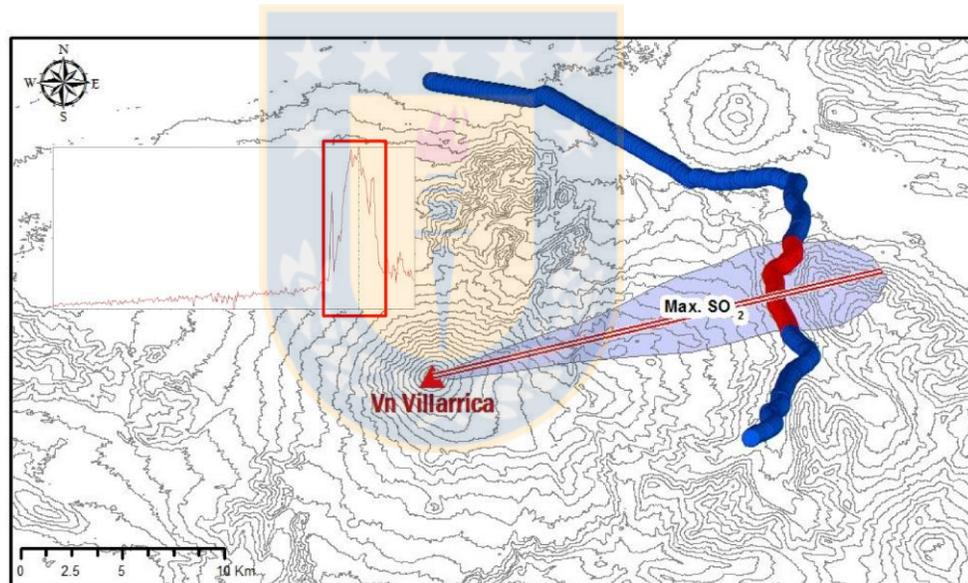


Fig. 13. Ejemplo para determinar la dirección del penacho a partir de las mayores concentraciones de SO_2 (ppm-m) en una travesa.

3.1.3.2. Ángulo del Sol, Nubosidad y Dinámica del Penacho

Los espectrómetros UV son instrumentos dependientes de la cantidad de radiación UV a la que están expuestos, que a su vez está en función de las condiciones diurnas. Por esto, las mediciones más certeras son aquellas realizadas cercanas al medio día, cuando el sol alcanza su ángulo más elevado (*zenith*) y asegura el ingreso de suficiente radiación UV verticalmente orientada (Fig. 13a) (Williams-Jones *et al.*, 2008). A medida que la elevación del sol decrece, la

longitud de la ruta a través de la capa de ozono aumenta y con esto la atenuación de la radiación (Millán, 2008).

El vapor condensado dentro del penacho puede aumentar el recorrido de la radiación en el penacho, lo que genera un efecto de dispersión que puede sobreestimar las concentraciones de SO_2 observadas (Williams-Jones *et al.*, 2008). La posición del penacho con respecto a cualquier tipo de nubosidad o niebla, también tiene efectos en las mediciones; cuando el penacho está por sobre la nubosidad, los rayos atraviesan ambas "capas" y entonces se genera un segundo *peak* en el registro (Fig. 14b) (Williams-Jones *et al.*, 2008). Existen ciertos tipos de nubes que generan mayor dispersión de la radiación (cirrus, altostratus y cumulos), especialmente para bajas elevaciones del sol (Millán, 2008).

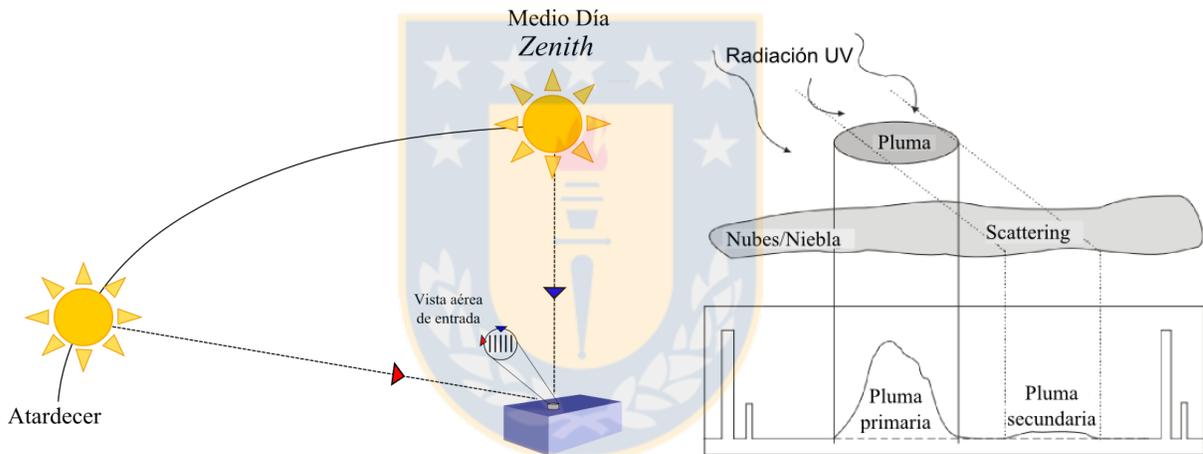


Fig. 14a. Se expone los ángulos de entrada de la radiación UV según la posición del sol. En azul se distingue la orientación paralela entre los rayos y las aberturas y en rojo cierto ángulo entre los mismos.

Fig. 14b. Segundo *peak*/penacho secundario, generado por el paso de la radiación a través de dos capas (Modificado de Williams-Jones *et al.*, 2008)

Las mediciones de las concentraciones de SO_2 están sujetas a heterogeneidades en el penacho, tanto verticales como laterales. Sin embargo, en las mediciones que son realizadas directamente bajo el penacho (mediante transversas), la radiación UV pasará a través del espesor total y será absorbida por el SO_2 , minimizando los efectos de dispersión, situación distinta a lo que ocurre en los bordes del penacho, donde estos efectos se maximizan. Así, considerando todas las áreas de medición es posible integrar estas heterogeneidades (Williams-Jones *et al.*, 2008).

Otra característica a considerar en la precisión de las mediciones es la opacidad del penacho. Contenidos muy altos de ceniza bloquean el paso de la radiación UV, antes que sea absorbida por el SO₂, resultando aparentes bajas concentraciones de gas. Por otra parte, la presencia de aerosoles entre el penacho y el suelo generan dispersión de la radiación, que finalmente resulta en la subestimación de las emisiones de SO₂ (Williams-Jones *et al.*, 2008).

3.2. TRAVERSAS EN EL VOLCÁN VILLARRICA (2015)

3.2.1. CONSIDERACIONES GENERALES

- 1) Durante los días de medición, la dirección predominante del viento fue hacia el E, NE y SE, donde las rutas disponibles están a ~ 13 km. Además, el camino para abarcar la medición en esta dirección, es la ruta hacia Palguín (camino de ripio y con amplia cobertura vegetal); para minimizar el error asociado a la cobertura de árboles, se montó el espectrómetro en el costado izquierdo del vehículo.
- 2) La duración de cada travesa, estuvo sujeta a completar el cruce del penacho, según el gráfico que indica la detección de altas concentraciones (se muestra más adelante).
- 3) Las velocidades del viento fueron obtenidas en su mayoría (a excepción del día 25 de Mayo) de los archivos del NOAA (<http://www.ready.noaa.gov/READYamet.php>), clasificadas en rangos de tiempo de 3 horas y a cotas variables.

3.2.2. CONDICIONES DE MEDICIONES

3.2.2.1. 26 de Abril de 2015

Se llevaron a cabo varias travesas, sin embargo sólo una (2604_1323) fue satisfactoria en cuanto al cruce del ancho del penacho y las condiciones bajo las que hicieron las mediciones. De todas formas, bajo el penacho había una capa de cenizas proveniente del sur luego de la erupción del volcán Calbuco (Fig. 15 [c]); lo que genera *scattering* la radiación UV (Millán, 1980 en Williams-Jones *et al.*, 2008), y se subestiman las concentraciones finales de SO₂. Como se

observa en la Fig. 15 [a] y [b], el penacho tiene un aspecto blanquecino, se presenta en cúmulos (característica que se mantiene en el tiempo), y con dispersión inmediata a la salida del cráter; se consideró la cota de 2.941 m s.n.m. para la velocidad (4.4 m/s).



Fig. 15. [a] y [b] Capturas del proceso de desgasificación, el penacho está dirigido hacia el E. [c] Cobertura de cenizas sobre Pucón, proveniente de la erupción del volcán Calbuco (22 de Abril de 2015).

3.2.2.2. 25 de Mayo de 2015

El penacho es de color grisáceo (en la porción más cercana al cráter) a blanquecino (en las porciones más distales) (Fig. 16). En ocasiones se presenta en cúmulos, característica que le otorga cierta heterogeneidad, y que podría ser evidencia de pequeños pulsos dentro de un proceso de desgasificación continuo.



Fig. 16. Penacho de gas visualizado desde el NW a las 07:04 (GMT). En [a] se expone una mayor extensión del penacho, que se dirige hacia el NE. En [b] se presenta el detalle de la columna en la zona del cráter.

Algunas características que se observaron con recurrencia, fueron: (1) en las zonas más próximas tiene un aspecto turbulento, característica que se pierde hacia las zonas más distales y logra una apariencia de mayor suavidad, (2) el penacho tiene una gran extensión, tanto longitudinal como transversal. Esta característica podría ser causa de la baja velocidad del viento, que además permite el ascenso de los gases sobre el cráter o en las zonas próximas (~90 m sobre la altura del cráter) antes de desplazarse hacia zonas más alejadas del volcán. Se consideró la velocidad correspondiente a la cota de 3.063 m s.n.m. (4,7 m/s). Por otra parte, existen anomalías como la expuesta en la Fig. 17, representada por un cambio en la tonalidad del penacho y una mayor intensidad en el mismo, lo que podría corresponder a un aumento en la concentración de

gases y/o a la suspensión conjunta de material particulado fino. Esta situación es coincidente con un evento explosivo visualizado en las cercanías del volcán (Ríos, 2015, comunicación oral), por lo que sería consecuencia del mismo.

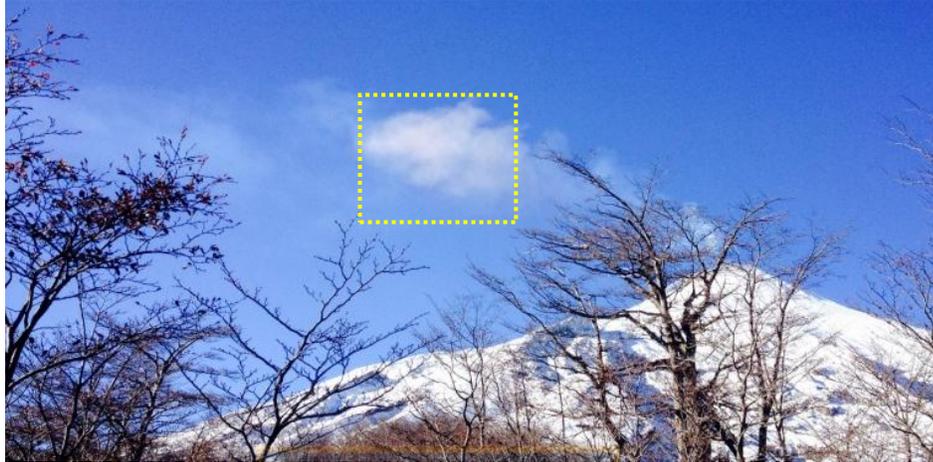


Fig. 17. Penacho con un anomalía (resaltada dentro del cuadro amarillo) a las 08:17 (GMT).

3.2.2.3. 12 de Junio de 2015

Se realizaron 9 travesas, de las cuales se consideraron 8 ya que según las observaciones climáticas al momento de la medición hubo algo de cobertura nubosa. La dirección del penacho fue hacia el E, y se abarcó a través del camino a Palguín. Las características físicas no difieren de las descritas para el día 25 de Mayo. Como se observa en la Fig. 18, no existe el desarrollo de una columna de gases sobre el cráter, sino que se desplaza inmediatamente hacia el E. La velocidad (10,1 m/s a las 12:00 UTC y 11,2 m/s a las 15:00 UTC) se mantiene desde los ~2.870 a los ~3.400 m s.n.m.

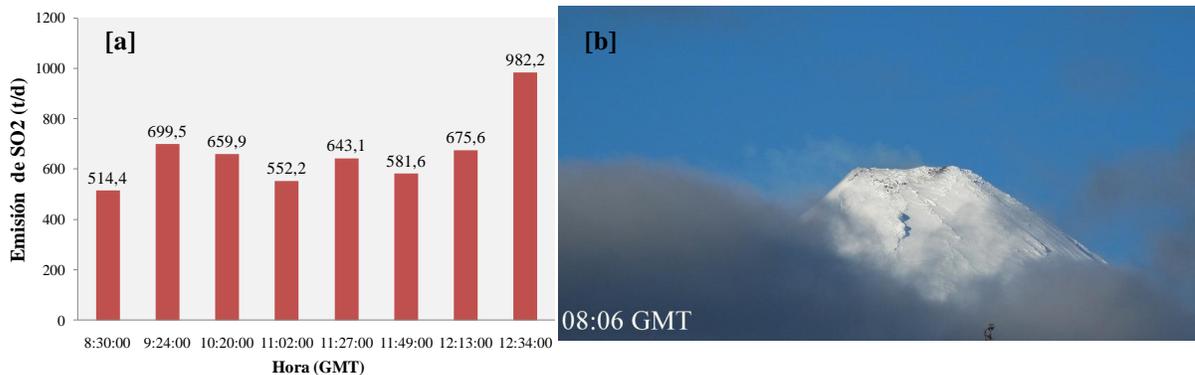


Fig. 18. [a] Gráfico con las variaciones en los flujos obtenidos para el día 12/06, el eje X corresponde a la hora de inicio de cada travesa. [b] Penacho de gases dirigido hacia el E.

3.2.2.4. 18 de Junio de 2015

Se mantienen las características de heterogeneidad dentro del penacho, en las cercanías del cráter el color es más grisáceo, lo que podría corresponder concentraciones de ceniza, puesto que sobre el flanco W se observa algo de cobertura de este material (Fig. 19 [b]). De las traversas realizadas, sólo dos fueron exitosas; bajo condiciones climáticas de escasa nubosidad y a distancias cercanas, puesto que hubieron traversas donde se alcanzó el penacho en dirección a Curarrehue, se obviaron estas mediciones. Se consideró una velocidad de 6.5 m/s, dada a los 3.003 m s.n.m.

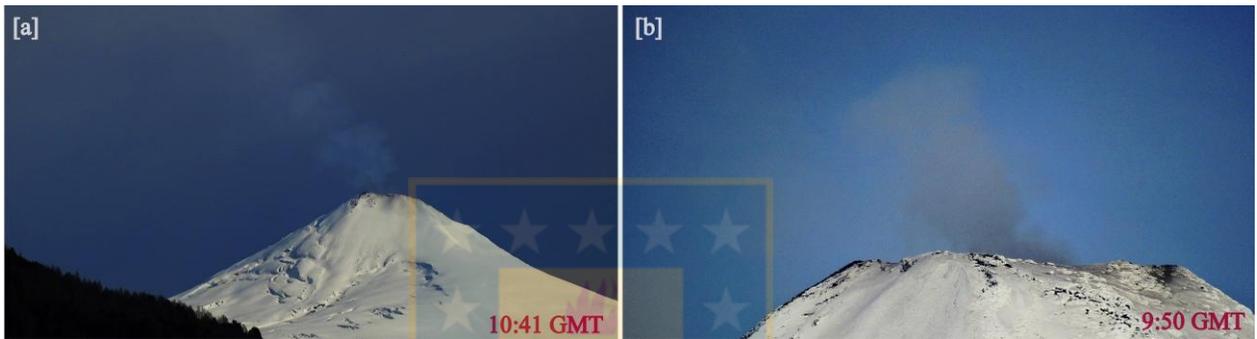


Fig. 19. [a] Emisión de gases del día 18/06, con el penacho dirigido hacia el SE. [b] Zoom hacia el cráter donde se distingue una parcial cobertura de ceniza sobre la nieve.

3.2.2.5. 03 de Septiembre de 2015

Se llevaron a cabo 10 traversas, 6 de las cuales fueron utilizadas para el cálculo de los flujos de SO_2 . En esa ocasión, el penacho tenía características más homogéneas (Fig. 20 [a] y [b]), además de estar más atenuada, en efecto, las mediciones arrojaron los valores más bajos para la tasa de emisión en todo el período de muestreo. El desplazamiento vertical que alcanza la columna de gases antes de desplazarse es mayor que las mediciones anteriores; sin embargo, la velocidad entre las cotas de 3.032 y 3.329 m s.n.m. es de 2.7 m/s.



Fig. 20. Gráfico con los flujos calculados para las traversas del 03/09. [b] y [c] Columna de gases sobre el cráter y posterior desplazamiento del penacho hacia el NE.

3.2.2.6. 28 de Noviembre de 2015

Es el día donde las mediciones arrojaron los flujos más altos; las condiciones de medición fueron óptimas, además de la dirección del penacho (hacia el N), que permitió realizar las travesas a través de la Ruta 199 (camino asfaltado, sin árboles sobre el espectrómetro). Como se observa en las imágenes de la Fig. 21 [a] y [b], hay un cambio en la elevación de la columna de gases sobre el cráter (en el día), se distingue también la característica heterogeneidad dentro del penacho y el color blanquecino, que coincide con la ausencia de material piroclástico en las cercanías del cráter.



Fig. 21. Gráfico con los flujos calculados para las travesas del 28/11/2015. [a] y [b] Penacho de gases dirigido hacia el N.

3.2.3. EMISIONES DE SO₂

En total se realizaron un total de 26 travesas, cuyas trayectorias y gráficos con las curvas de ppm m se exponen en la sección 3.2.3.1. En la tabla 1 se detallan los valores de emisiones de SO₂ obtenidos en cada travesa, donde se detalla:

- I. Emisiones originales [t/d] (según la Ec. 1)
- II. Emisiones ajustadas [t/d] (según la Ec. 2)
- III. Porcentaje de variación; está referido a la diferencia entre las emisiones originales y las emisiones ajustadas.
- IV. Emisiones promedio; se calculó a partir de los valores correspondientes a las emisiones ajustadas, considerando la media de las emisiones de un mismo día.

Tabla 1. Resumen de las travesas realizadas en el intervalo de Abril-Noviembre.

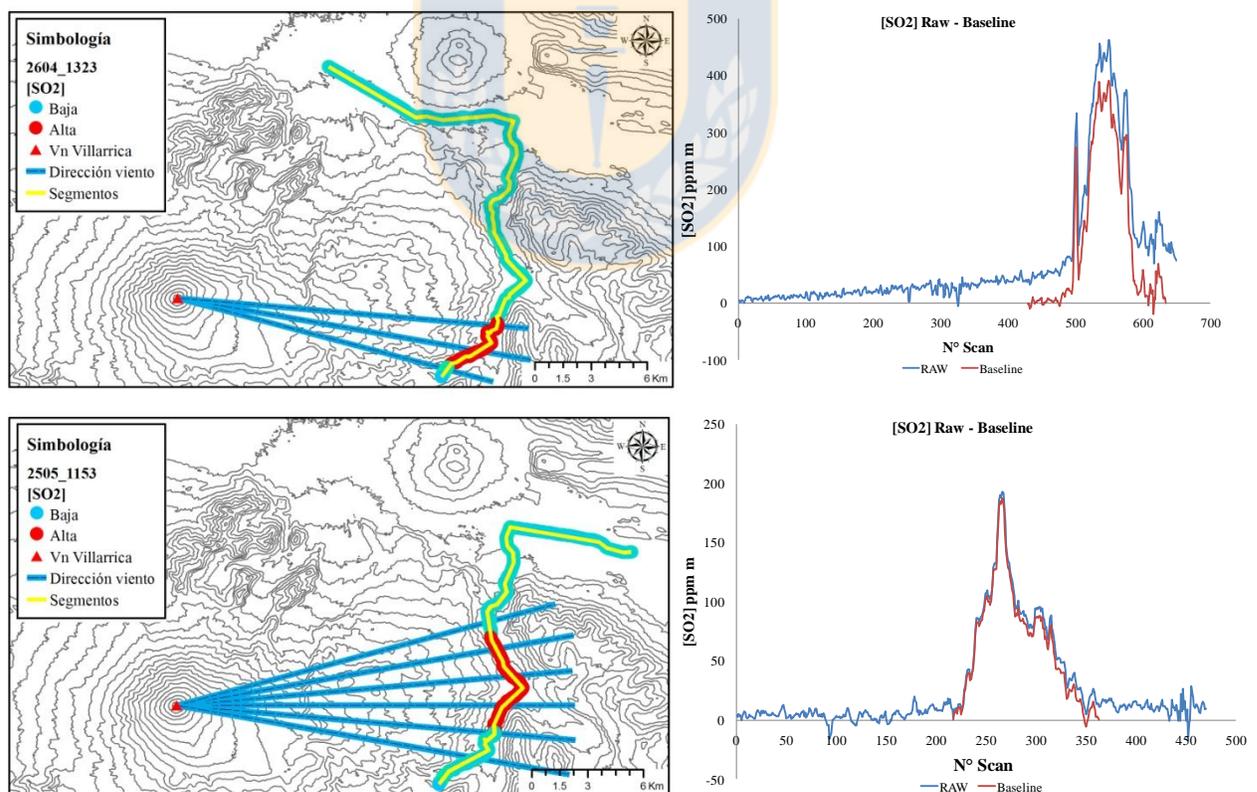
Traversa (Fecha_Hora _(GMT))	Velocidad del viento (m/s)	Emisiones Original (t/d)	Emisiones Ajustadas (t/d)	% de Variación	Emisiones Promedio (día)	
2604_1323	4,4	983,35	459,34	47	460 t	
2505_1153*	4,7	428,42	393,19	8	385 ± 11 t	
2505_1228*	4,7	415,08	377,87	9		
1206_0830	10,1	514,41	695,38	35	632 ± 114	
1206_0924	10,1	699,54	527,06	25		
1206_1020	10,1	659,85	585,11	18		
1206_1102	11,3	552,19	509,95	8		
1206_1127	11,3	643,08	571,70	11		
1206_1149	11,3	581,64	-	-		
1206_1213	11,3	675,59	759,69	12		
1206_1234	11,3	982,24	825,38	26		
1806_0806	8,4	853,61	1.057,73	24		1.058
0309_0907	2,7	286,43	271,79	5		264 ± 82 t
0309_1025	2,7	521,32	341,42	35		
0309_1059	2,7	396,82	362,84	9		
0309_1127	2,8	269,52	-	-		
0309_1209	2,8	174,87	-	-		
0309_1232	2,8	247,70	163,88	34		
2811_0924	5,5	2.279,89	2.147,72	6	1.689 ± 572t	
2811_1005	5,5	2.138,48	1.545,61	28		
2811_1028	5,5	2.488,35	2.381,95	4		
2811_1045	5,5	1.660,61	-	-		
2811_1052	5,5	1.362,86	1.260,69	7		
2811_1145	5,3	2.082,15	2.373,09	14		
2811_1154	5,3	969,26	781,35	20		
2811_1202	5,3	1.043,02	1.363,36	30		

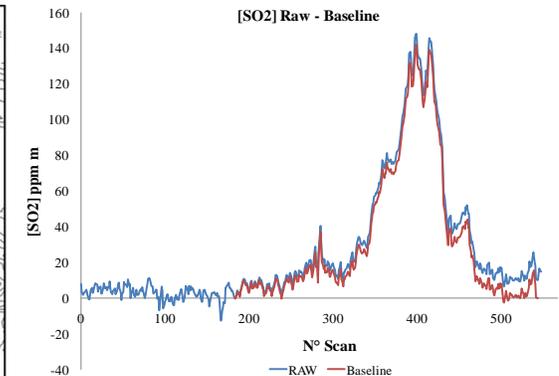
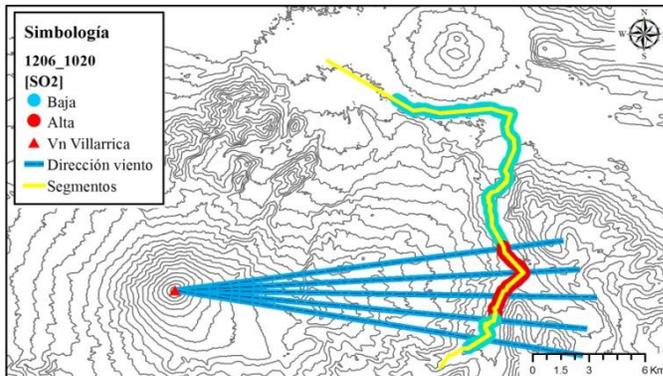
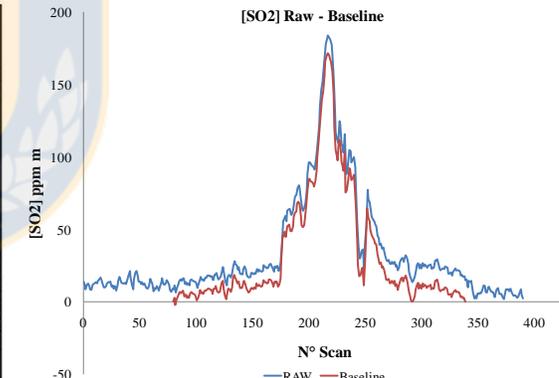
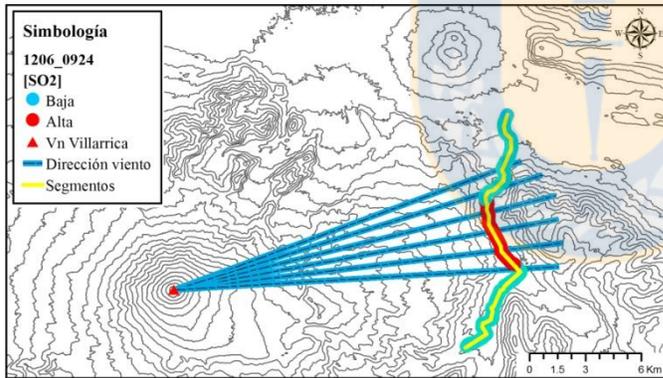
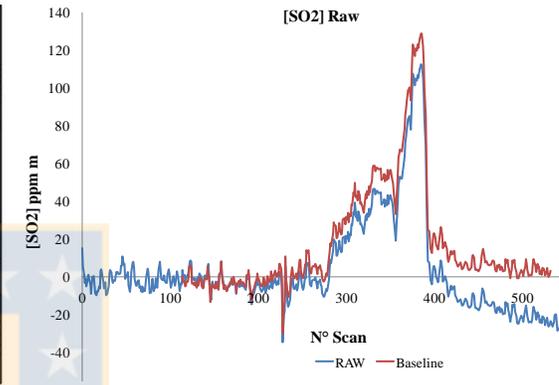
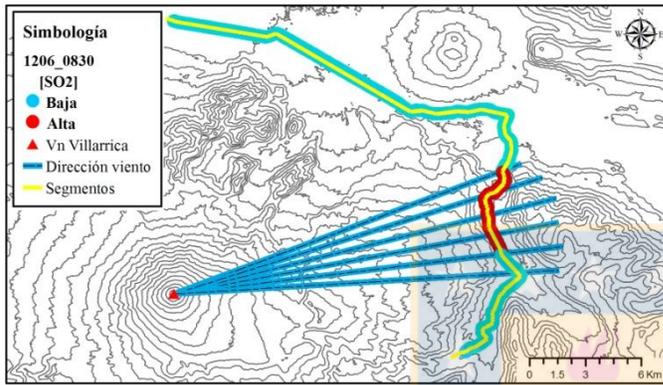
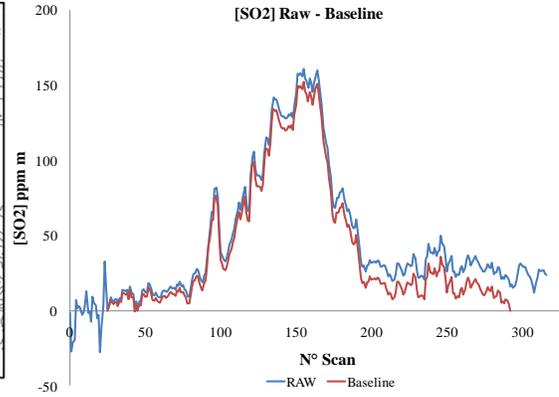
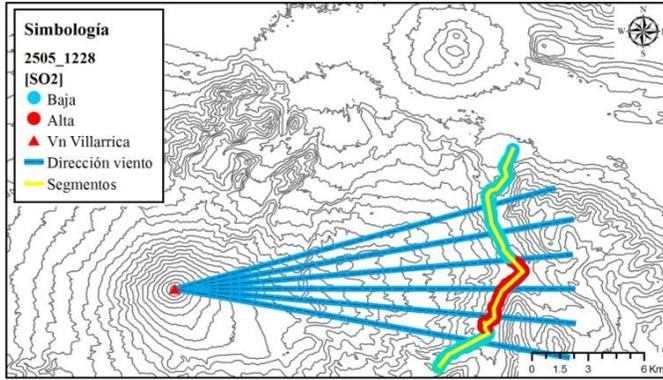
* : velocidad obtenida en terreno.

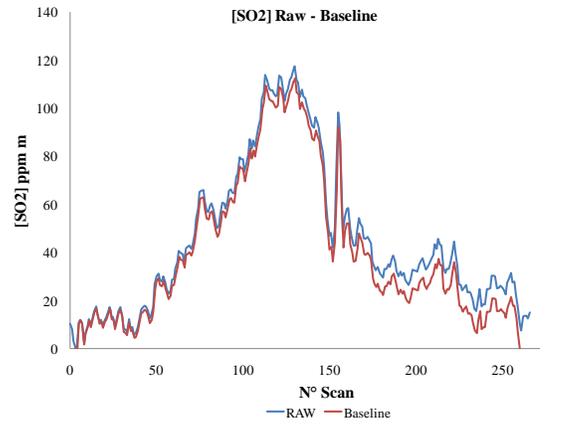
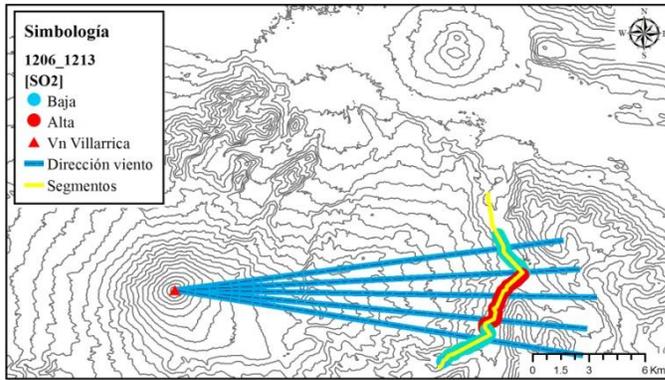
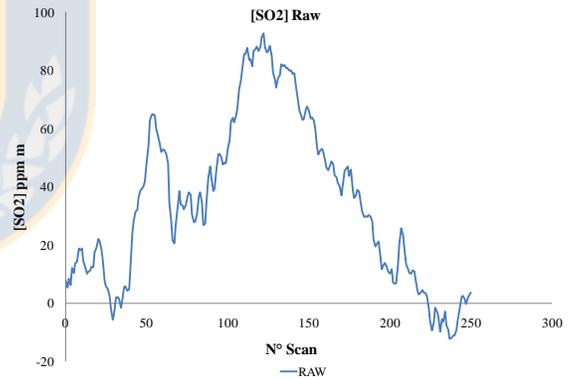
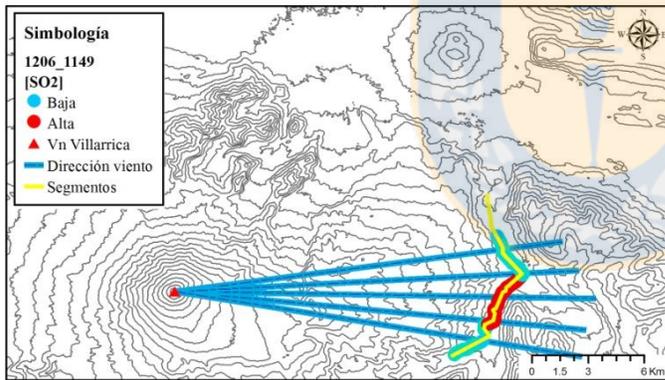
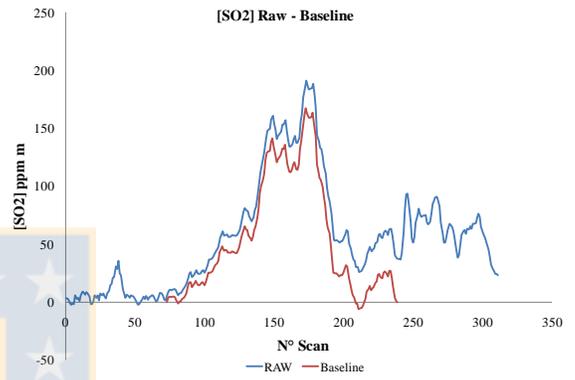
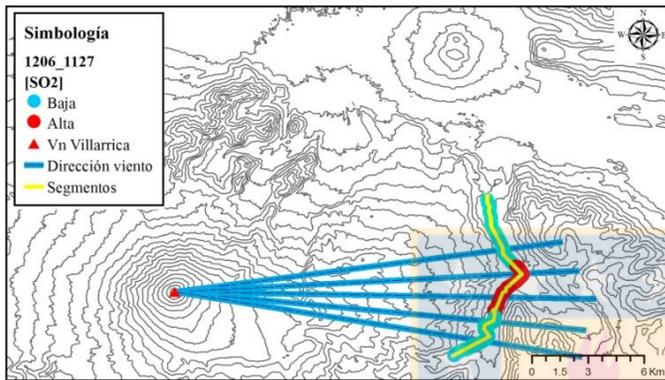
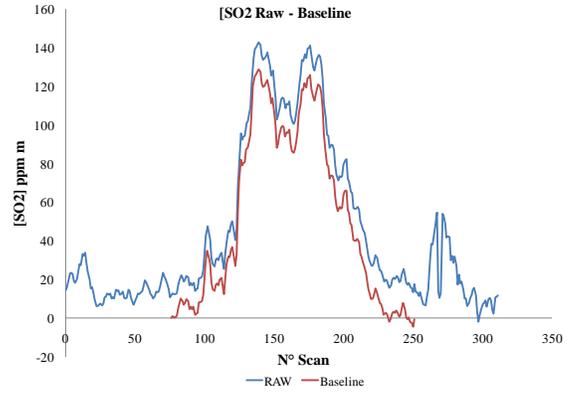
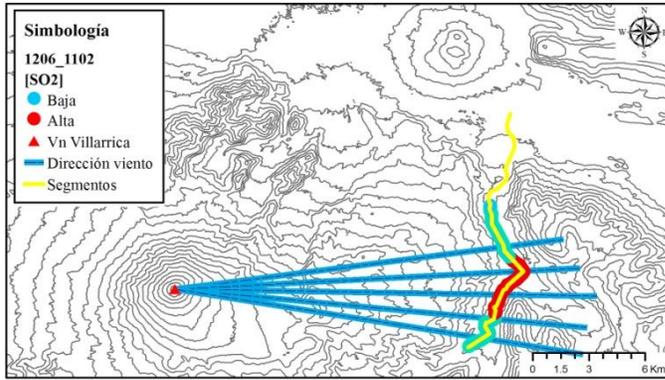
3.2.3.1. Resultados Gráficos

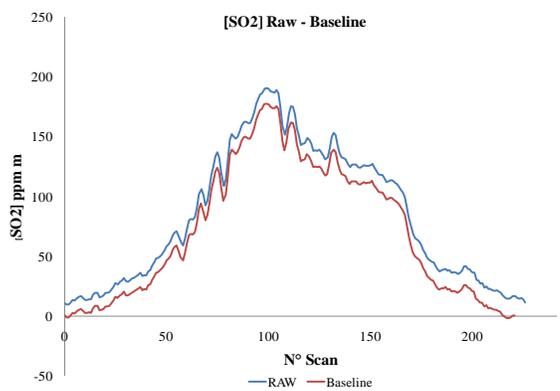
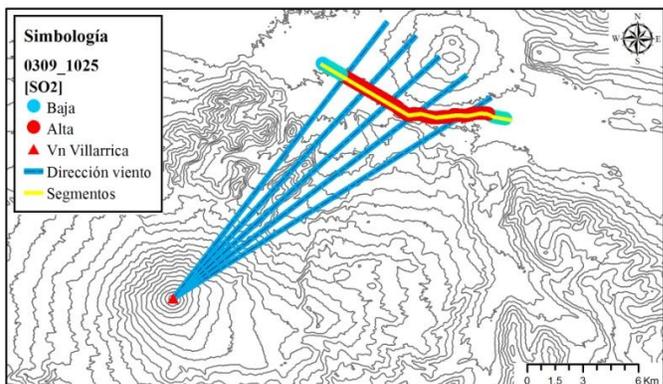
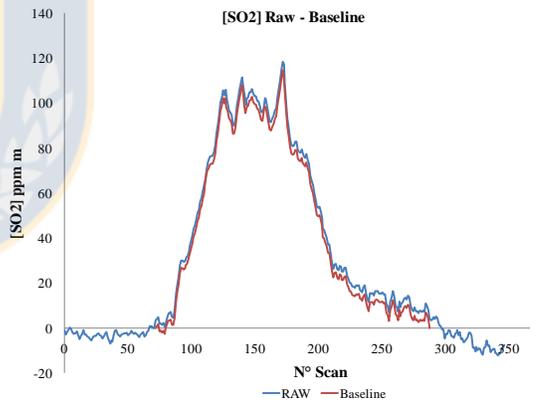
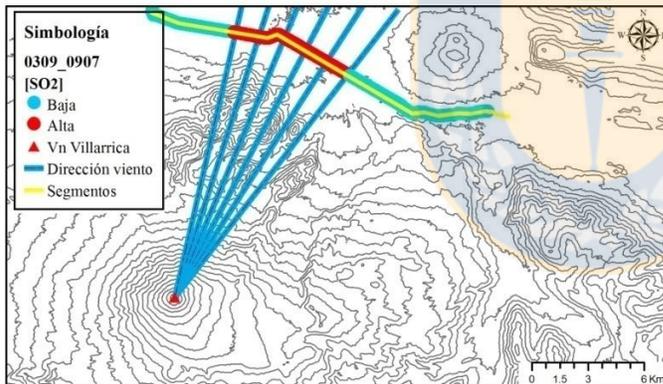
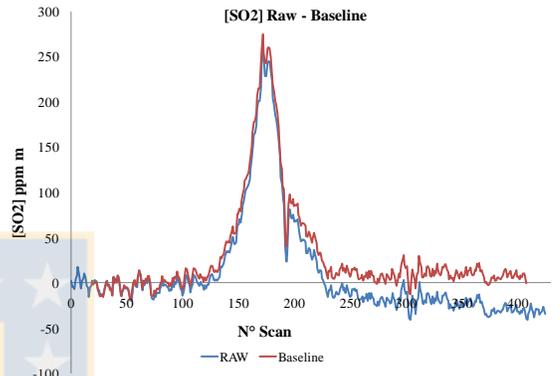
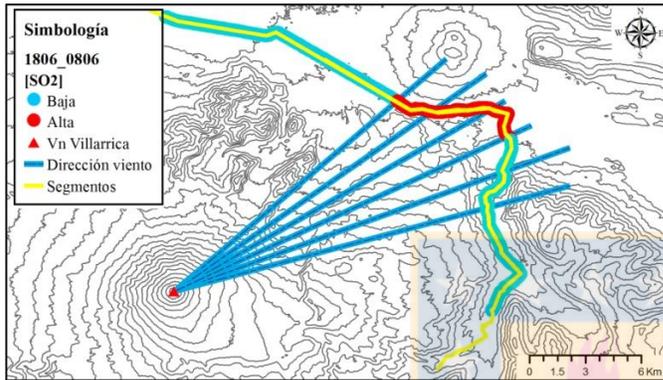
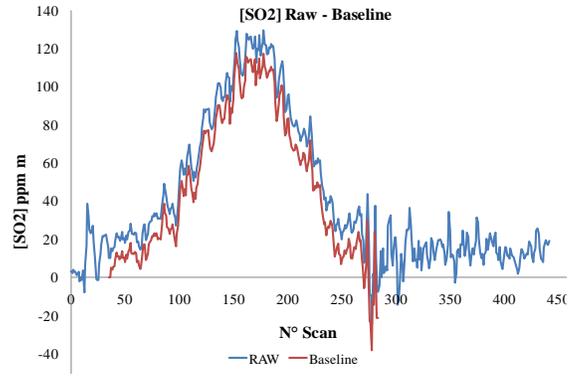
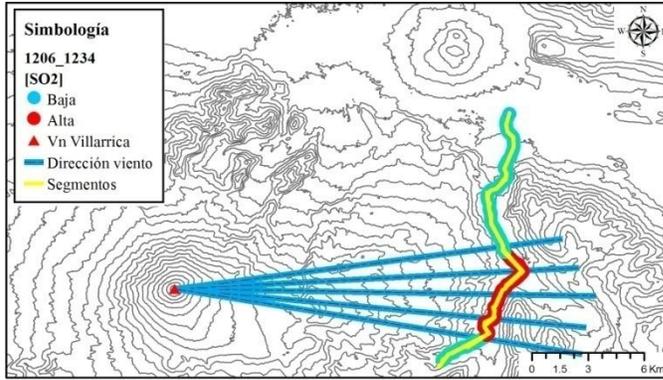
A continuación se exponen los gráficos que representan el paso con el FLYSPEC bajo del penacho, que es indicado por la curva donde se encuentran las mayores concentraciones de dióxido de azufre [ppm m]. Junto a esto, se encuentra el recorrido de cada travesa, indicado por una serie de "puntos" que representa cada medición; en rojo se distingue la porción de alta concentración dentro de cada travesa. Los cálculos realizados se detallan en el Anexo 1.

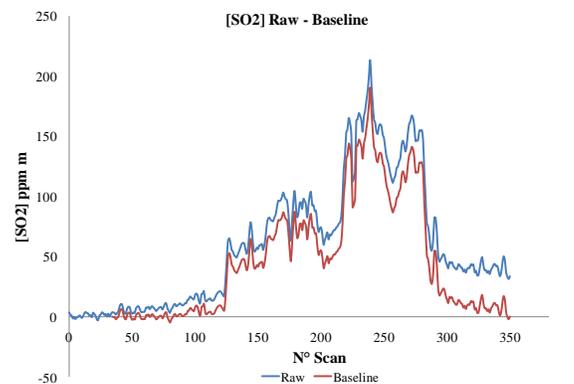
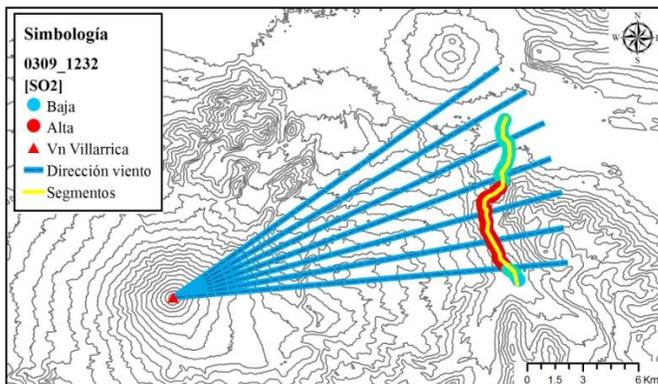
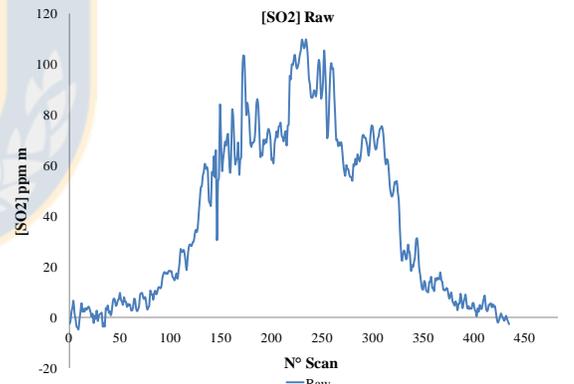
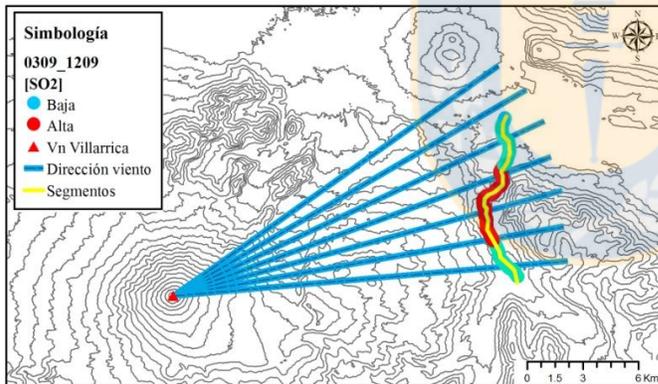
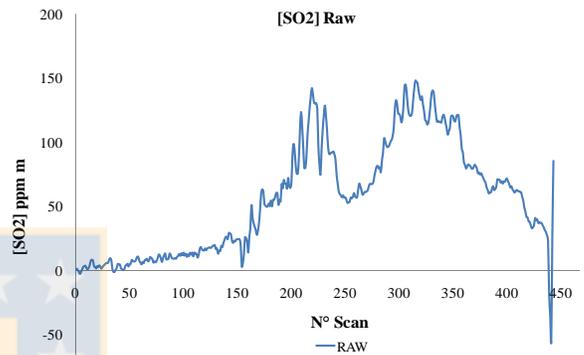
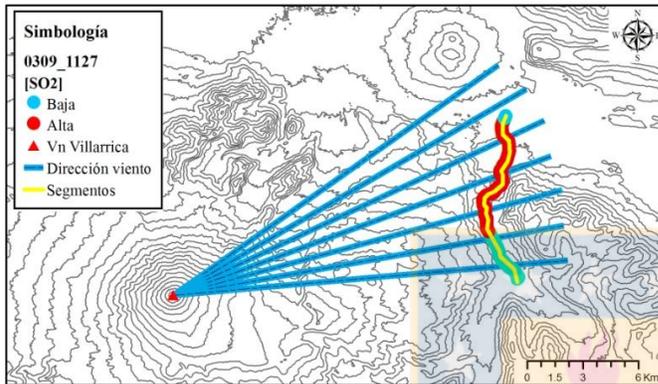
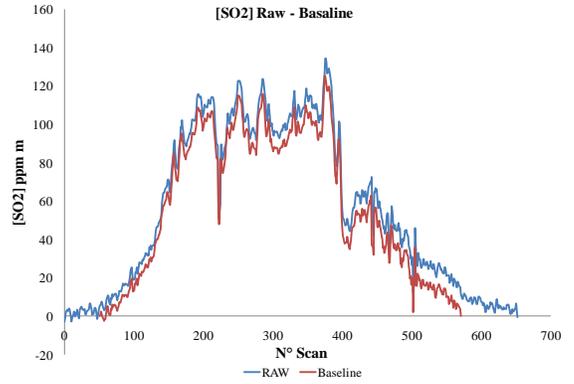
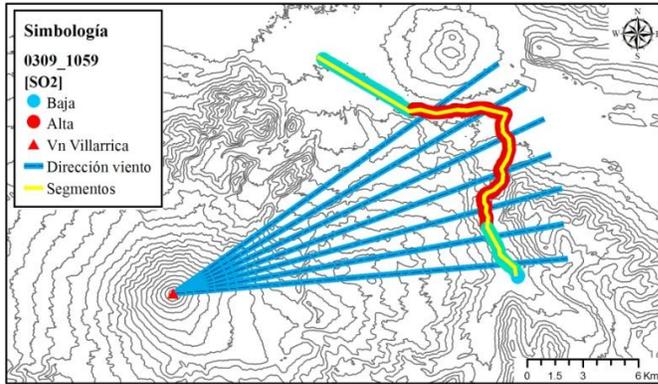
Como se resumió en la Tabla 1, y en los gráficos que siguen a continuación, sólo algunas travesas no están ajustadas según la ecuación 2. En la mayoría de las travesas se aplicó el ajuste mencionado (corresponde a la curva en rojo en cada gráfico adyacente a los mapas); porque en estas mediciones transcurrió un intervalo de tiempo suficiente para que una vez finalizada la travesa, el nivel base de detección de SO_2 fuese mayor, de manera que este ajuste minimiza ese error y lleva los valores que están fuera la curva a 0, logrando obtener áreas más reducidas bajo la curva de alta concentración.

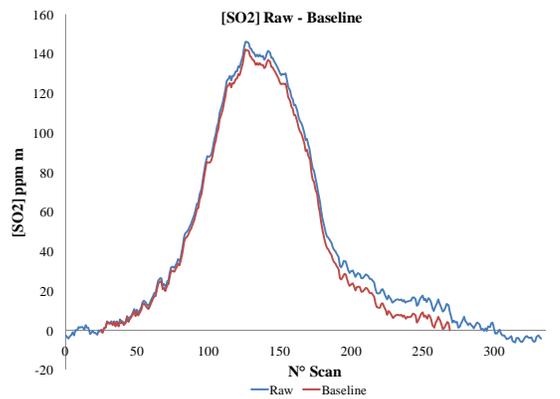
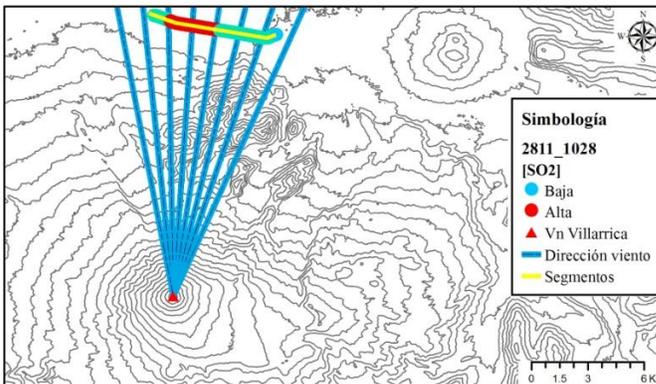
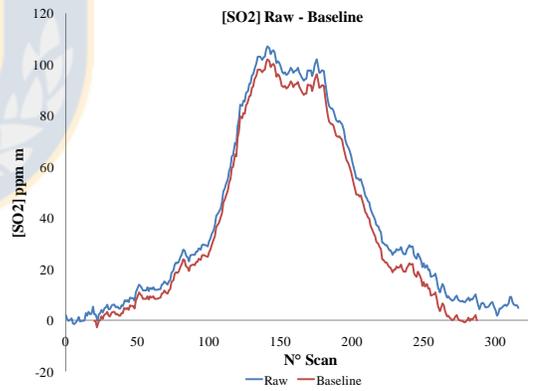
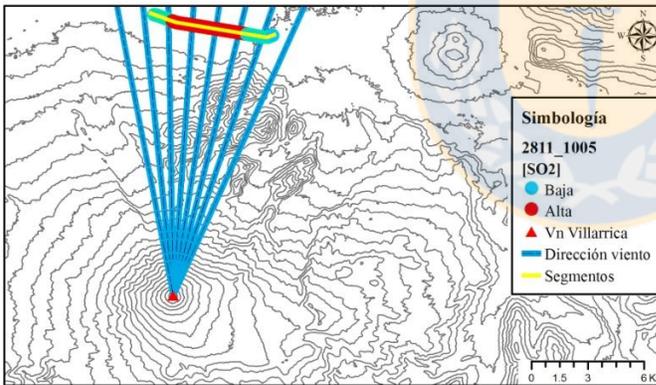
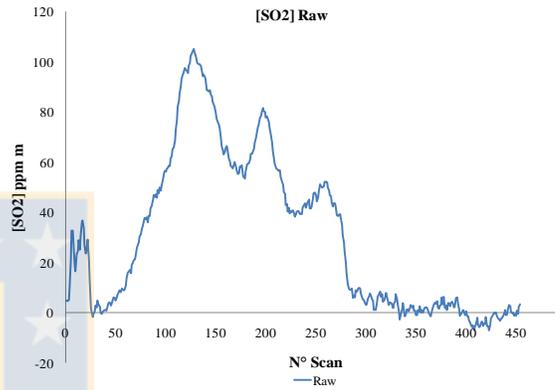
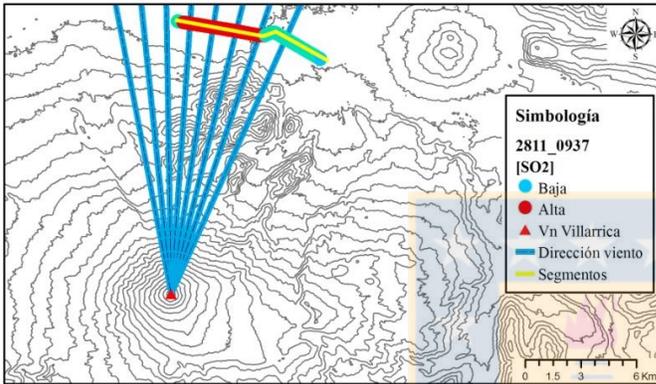
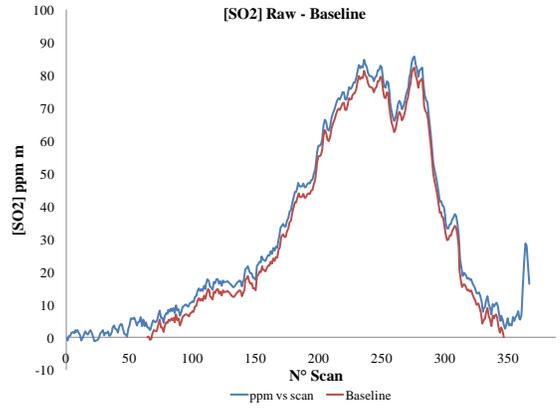
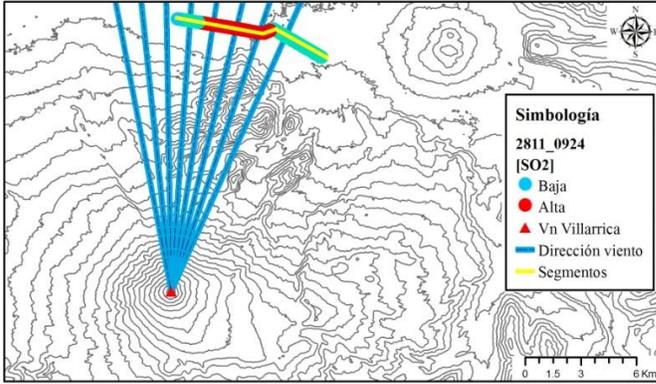


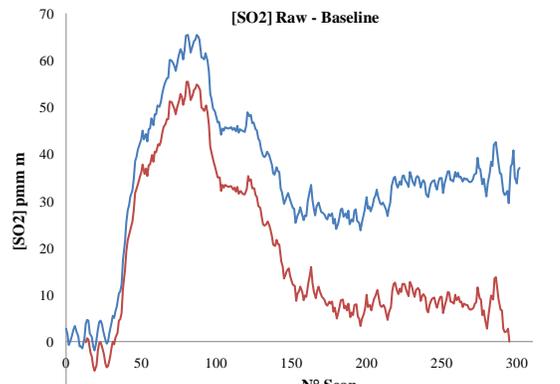
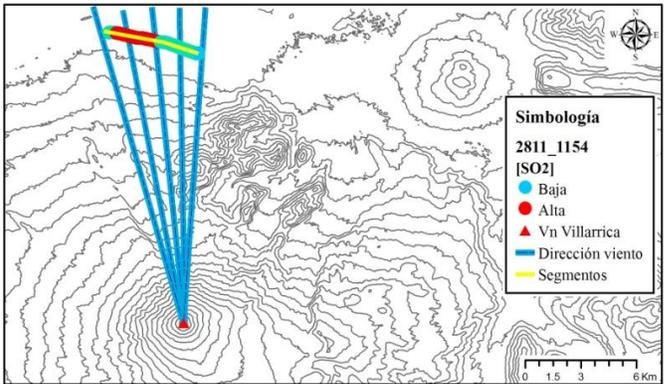
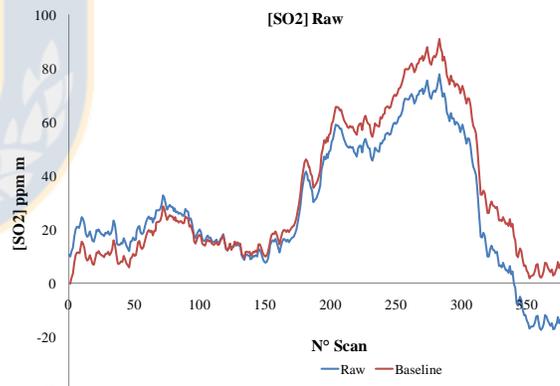
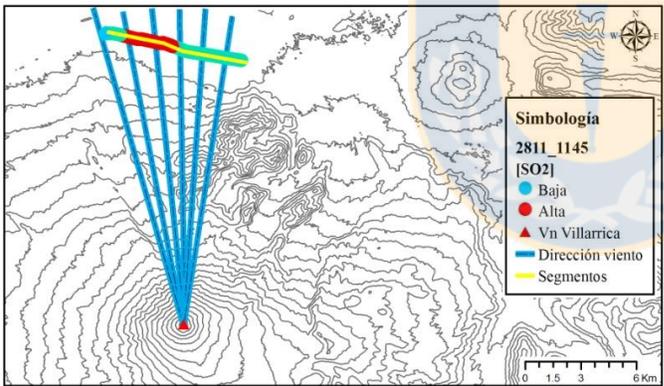
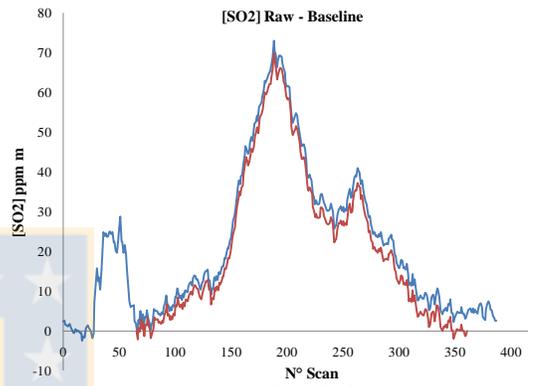
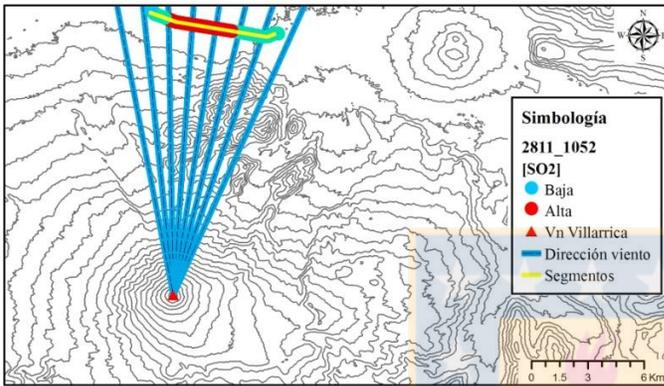
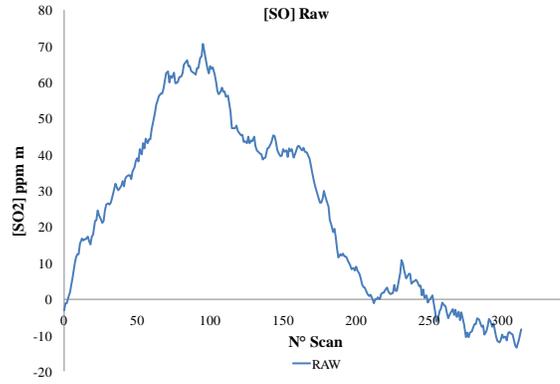
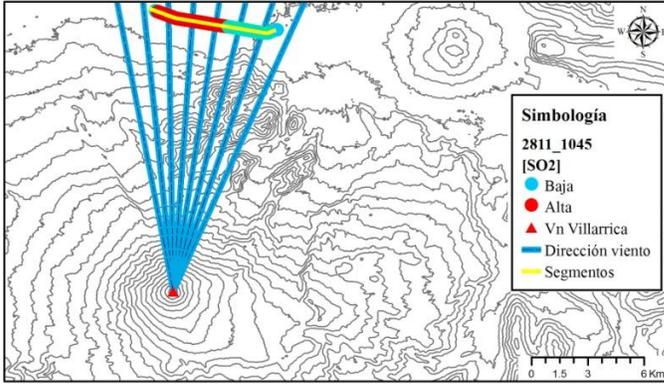


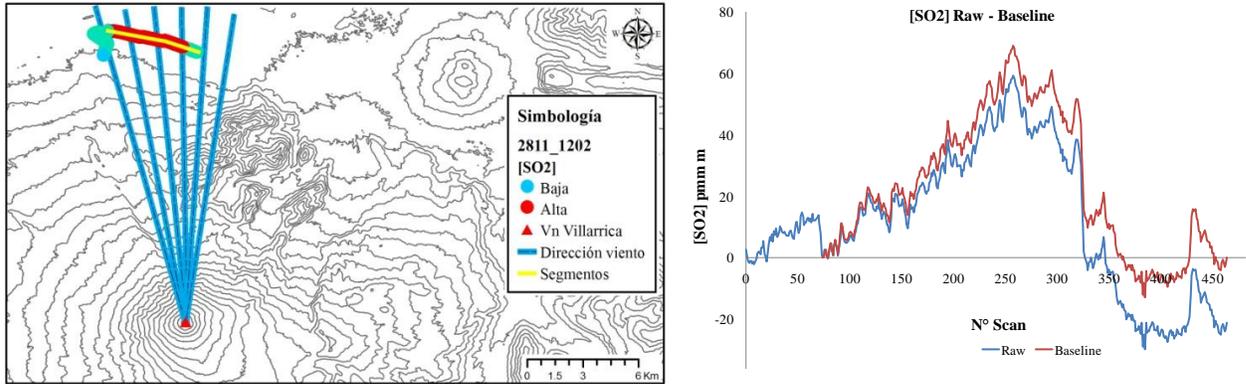












3.2.4. Análisis de resultados

En el rango de tiempo de estudio de las emisiones de SO₂ muestran variaciones temporales diarias y mensuales (26-Abr: 460 t/d, 25-May: 385±11 t/d, 12-Jun: 632±114 t/d, 18-Jul: 1.058 t/d, 03-Sep: 264±82 t/d, 28-Nov: 1.689±572 t/d), situación que se corresponde con lo definido para el volcán en años anteriores (2000, 2001, 2003 y 2006) (Fig. 22).

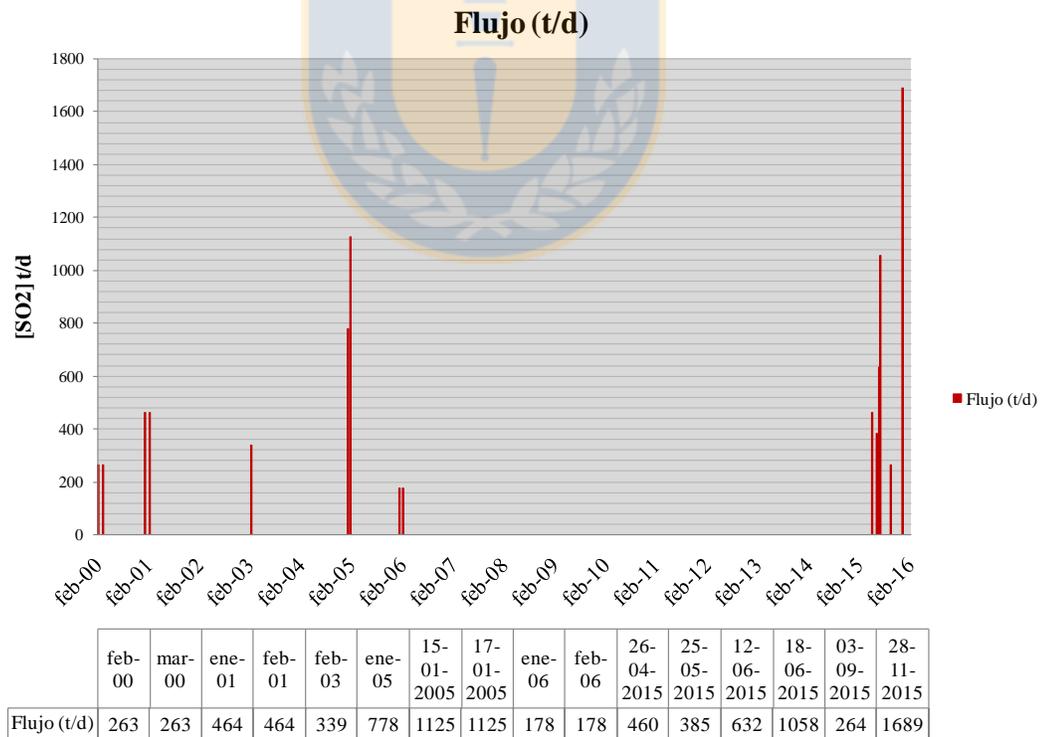


Fig. 22. Emisiones históricas de SO₂ del volcán Villarrica entre los años 2000 y 2015 (mediciones realizadas con COSPEC [2000 y 2001], miniDOAS [2003] y FLYSPEC [2004, 2005 y 2006]). El rango de tiempo en el eje x corresponde al mes de Febrero desde el año 2000 hasta el año 2016.

Como se puede ver en el gráfico, las emisiones de niveles base de actividad en el volcán Villarrica están en el rango de ~180 t/d a ~500 t/d. Sin embargo, también hay valores más elevados (como ejemplo los obtenidos para el 28-Nov, 15/17-Ene-2005) que coinciden con flujos de otros volcanes, donde en los respectivos casos se han catalogado como altos dentro de etapas de desgasificación pasiva (>1.000 t/d) (Delgado-Granados, 2008).

En cuanto al trabajo con los datos, y como se puede ver en los gráficos de la sección 3.2.2.7., el penacho está muy bien representado por la curva de alta concentración. En la mayoría de los casos, los límites de la curva (y por lo tanto del penacho) son cambios abruptos en las concentraciones de SO₂ (ppm m); no obstante en casos en los que el cambio es menos definido se incluyen los bordes adyacentes (de la curva), que representarían los bordes diluidos del penacho. Es necesario considerar esta parte, puesto que en algunos casos puede corresponder $\geq 50\%$ del total de las emisiones (Delgado-Granados, 2008).

La sismicidad registrada en el Villarrica (Fig. 23) entre Abril a Noviembre, exhibe una progresiva disminución en la energía desde Abril y Mayo (RSAM [*Real-time seismic-amplitude measurements*] de ~ 1.8 $\mu\text{m/s}$) hacia el resto de los meses. Pese a esto, las características sísmicas continúan siendo con un predominio de eventos LP (largo período). Además del tremor volcánico con dominio en las frecuencias de 1 a 2 Hz; ambos relacionados a la dinámica de fluidos dentro del conducto volcánico. Por otra parte, el D_r (desplazamiento reducido), indicador de la magnitud de la señal en el origen, se corresponde con los altos valores del RSAM.

Como se observa en la figura 24, las emisiones de SO₂ no siguen algún patrón de aumento o disminución en los flujos durante el período de estudio. Pese a esto, en el intervalo Abril - Junio, se encuentran los valores de RSAM más elevados que disminuyen hacia Septiembre, coincidiendo con la disminución en la emisión de SO₂ hasta el valor mínimo de 260 ± 82 t. Aunque existe un estrecho vínculo entre la actividad sísmica y la emisión de SO₂ (ya evaluada para el volcán Villarrica [en Palma *et al.*, 2008]), el máximo valor en el flujo de SO₂ no es coincidente con un alza en los valores de RSAM (Fig. 24). Establecer la causa de esto resulta complejo, ya que no se cuenta con una cantidad suficiente de datos.

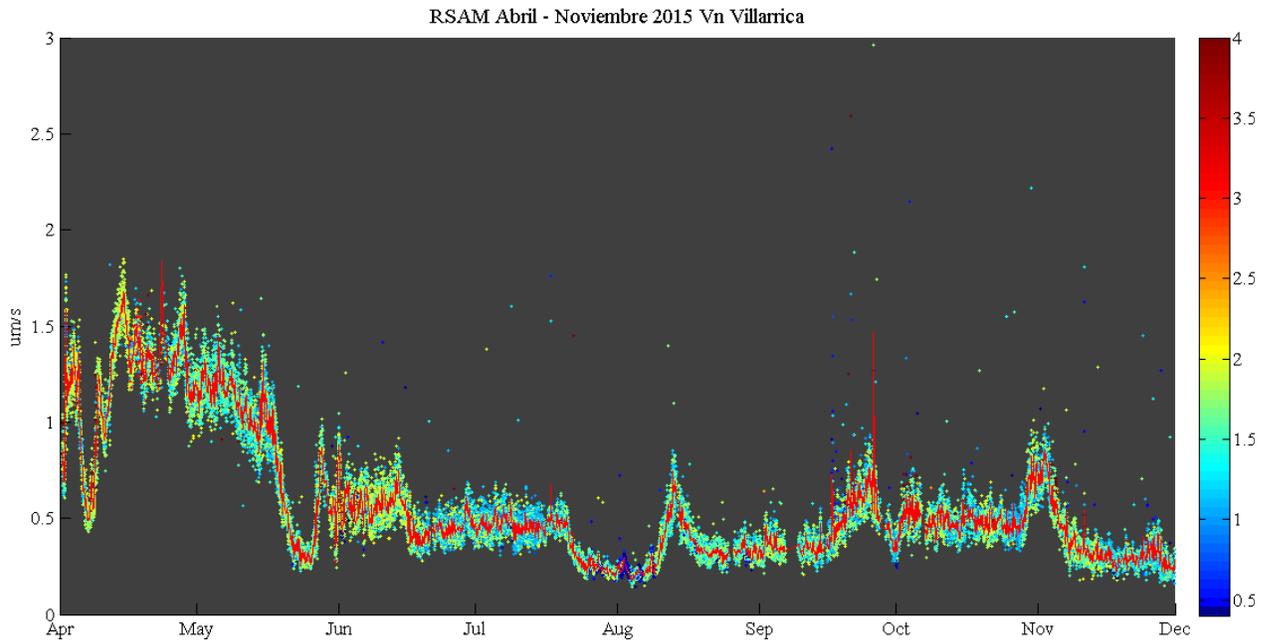


Fig. 23. Sismicidad representada mediante RSAM (con intervalos de 5 minutos) para el intervalo de Abril a Noviembre y la frecuencia (Hz) asociada en colores. La línea roja representa la Media móvil. Los datos corresponden a la estación VNV2 del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS).

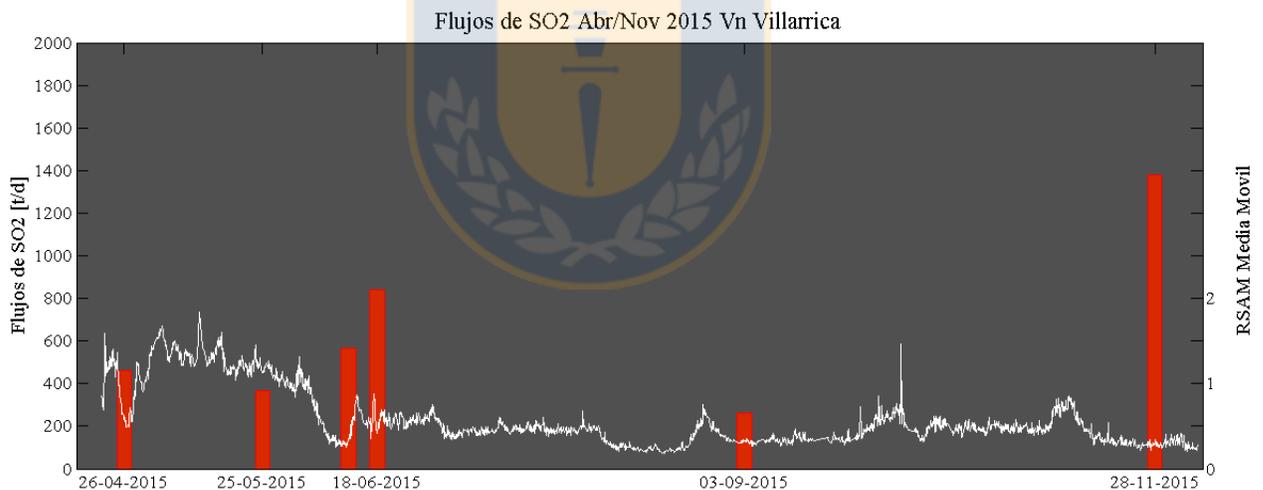


Fig. 24. Emisiones de SO_2 en el intervalo Abril-Noviembre del año 2015 en el volcán Villarrica (barras), contrastadas con la Media móvil (línea blanca) en el mismo intervalo de tiempo.

Finalmente, y tras haber considerado las fluctuaciones de los flujos obtenidos cabe mencionar la importancia de la velocidad del viento en los cálculos, pues diferencias de 1 m/s pueden cambiar en hasta 300 t en segmentos largos y con direcciones cercanas a la perpendicular del avance del penacho, como es el caso de las mediciones del día 28 de Noviembre. Es por esto, que es necesario enfatizar sobre el error asociado a las mediciones, ya que no hay certezas acerca

de la altura que alcanza el penacho, más bien son aproximaciones a partir del registro visual y la cota disponible en el NOAA.

3.3. FLUJOS DE SO₂ EN OTROS VOLCANES

Tras contar con nuevos datos de las emisiones de SO₂ en el Villarrica, y considerando también los flujos ya registrados en estudios anteriores, es útil hacer una comparación de las magnitudes de emisión con otros volcanes, principalmente de margen de subducción pero incluyendo también otros ambientes tectónicos. Aunque es difícil establecer una relación entre ellos, se busca encontrar alguna similitud en el nivel de emisiones y/o posicionar al Villarrica en función de las emisiones globales de SO₂.

Para esto, se han seleccionado algunos de los volcanes ícono en cuanto a desgasificación pasiva se refiere, dentro de los cuales se encuentran: Ambrym, Bezymianny, Erebus, Etna, Kilauea, Popocatépetl, Soufriere Hills, Stromboli, Villarrica y Yasur.

Tabla 2. Características y emisiones de SO₂ de los volcanes Ambrym y Bezymianny.

Volcán	AMBRYM		BEZYMIANNY	
Ubicación	Vanuatu		Rusia	
Ambiente Tectónico	Arco de Isla; Subducción de la placa Australiana hacia la fosa de las Nuevas Hebridas (vel. de convergencia 15-16 cm/año en el norte a 12 cm/año en el sur, (Louat & Pelletier, 1989 en Picard <i>et al.</i> , 1994).		Arco de Isla; Zona de unión entre Kuril-Kamtchatka y el arco de las Islas Aleutianas.	
Tipo de Magma	Magmas sub-alcalinos, con altas [K] (Picard <i>et al.</i> , 1994). Series bimodales: basaltos (mayor abundancia) a dacitas y riocitas. Estas últimas muestran afinidades toleíticas. También muestran bajas [Nb] (Picard <i>et al.</i> , 1994).		Magmas intermedios (andesitas basálticas a dacitas), series calcoalcalinas.	
Emisiones de SO ₂	2005 ^a	21.197 t/d	2007	280 t/d
	2005 ^b	2.462 t/d		
	2007	6.376 t/d	2009	220 t/d
	2008	8.899 t/d		

	2009		1.935 t/d		
Erupciones	02/1988-08/1988	VEI 3	Las mayores erupciones históricas son de tipos diferentes; han sido explosivas desde el cráter central y efusivas desde los flancos.	31/03/1956 VEI 5	Luego de ~ 1000 años de quiescencia, y tras 6 meses de actividad precursora. La actividad "Tipo Bezymianny", caracterizada por <i>directed-blast</i> . (López <i>et al.</i> , 2012).
	04/1989-12/1989	VEI 2			
	1990-1991	VEI 2			
	1996-2005	VEI 1	Las erupciones del pueden presentar desgasificación extrema (ej. ~ 20.000 t/d en Marzo de 2005).	10/2007 VEI	
	2006-2007	VEI 2		12/2009 VEI	
	2008-2016	VEI 2			
Otros	2005^a :Etapa de desgasificación pasiva extrema.			Luego del proceso eruptivo de 1956, la actividad ha consistido en: crecimiento de domos de lava, extrusión de flujos de lava, desgasificación pasiva y erupciones explosivas con lahares y flujos piroclásticos. Según las variaciones en las razones de H ₂ O/CO ₂ , CO ₂ /HCl y S/HCl durante 2007 - 2010, se sugieren cambios en el nivel al cual ocurren los procesos de exsolución y separación de la fase gaseosa.	
	2005^b :Etapa de desgasificación pasiva.				
La actividad histórica se ha focalizado en dos conos (Benbow y Marum) los que, con frecuencia, han alojado lagos de lava (Bani <i>et al.</i> , 2009). El aspecto más distintivo del volcán, es la histórica y prodigiosa desgasificación pasiva que se ha registrado desde al menos 1774.					

Tabla 3. Características y emisiones de SO₂ de los volcanes Erebus y Etna.

Volcán	EREBUS	ETNA
Ubicación	Antártica	Italia
Ambiente Tectónico	Hot Spot; relacionado a una pluma mantélica o a convección de pequeña escala ligada al proceso de <i>rifting</i> en el <i>West Antarctic Rift System</i> (Gupta <i>et al.</i> , 2009)	Arco de Isla; sobre el prisma de acreción, producto de un <i>rollback</i> diferenciado en el escarpe de Malta, que facilita la descompresión y posterior fusión del manto en esa zona (anómala) (Doglioni <i>et al.</i> , 2001).
Tipo de Magma	Magmas alcalinos fuertemente insaturados en Si (Kyle <i>et al.</i> , 1992 en Kelly	Toleítico y de afinidad Na-alcalina (Edner <i>et al.</i> , 1994).

	<p><i>et al.</i>, 2008).</p> <p>Basaltos OIB con bajas concentraciones de $^{87/86}\text{Sr}$ (Kelly <i>et al.</i>, 2008).</p> <p>Lavas antiguas: composición basanítica. Lavas recientes: composición fonolítica.</p>		<p>El rango composicional de los productos volcánicos incluye basaltos picríticos y alcalinos a traquitas, con un dominio de hawaiitas (D'Orazio, 1994 en Doglioni <i>et al.</i>, 2001).</p>	
Emisiones de SO_2	1980	35 t/d	06/1975	3.740 t/d
	12/1983	230 t/d	01-06/1976	4.700 t/d
	12/1992	51,84 t/d	05/1977	1.130 t/d
	12/1993	42,3 t/d	10/1981	5.400 t/d
	12/1994	95,0 t/d	10/1982	9.800 t/d
	12/1996	38,8 t/d	09/1992	1.718 t/d
	12/1997	45,8 t/d	26/07/2002	940 t/d
	12/2000	57,0 t/d	08/2005	1.236 t/d
	12/2001	54,4 t/d	09/2005	860 t/d
	12/2003	84,6 t/d	06/2006	1.644 t/d
	12/2005	76,0 t/d	07/2006	5.304 t/d
	26/2006	14,6-76,9 t/d	08/2006	2.234 t/d
Erupciones	<p>Entre 1973 y 2001, con excepción de 1984, había hasta 6 erupciones estrombolianas pequeñas por día. Desde Septiembre de 1984 hubo 4 meses de erupciones mayores y más frecuentes. Entre 2001 y 2004 las erupciones estrombolianas fueron ocasionales (Sweeney <i>et al.</i>, 2008).</p>		<p>1993-1995: Período de quiescencia, sólo desgasificación pasiva a través del cráter.</p> <p>1995-2001: Actividad eruptiva a través de los cráteres de la cumbre.</p> <p>2001-2005: Erupciones sucesivas (3) a través del flanco, acompañada de una reducción drástica en la actividad del cráter. (Allard <i>et al.</i>, 2006)</p>	
Otros	<p>Es un conducto abierto, con una persistente desgasificación, donde además se aloja un lago de lava activo desde al menos 1972 (Rose <i>et al.</i>, 1985). Se caracteriza por frecuentes erupciones estrombolianas, que ocurren cuando grandes porciones de gas alcanzan el lago</p>		<p>Es un conducto abierto, donde se intercalan etapas de tranquilidad y erupciones intempestivas (Edner <i>et al.</i>, 1994).</p> <p>Incrementos en los flujos de CO_2, 1 a 2 meses antes del comienzo de la erupción de 2006, sugiere la acumulación en</p>	

	<p>de lava (Kelly <i>et al.</i>, 2008).</p> <p>1983: Corresponden a un nivel bajo de actividad.</p> <p>2006: Ciclicidad en el flujo; variaciones temporales en rangos de 11 a 24'.</p>	<p>profundidad y posterior ascenso de magmas ricos en CO₂ que llevan a la sobrepresurización del conducto en las regiones más someras del sistema, y desencadenan las erupciones (Aiuppa <i>et al.</i>, 2008).</p>
--	--	---

Tabla 4. Características y emisiones de SO₂ de los volcanes Kilauea y Popocatépetl. (Con * se representan las emisiones durante fases explosivas en el volcán Popocatépetl).

Volcán	KILAUEA		POPOCATÉPETL	
Ubicación	Hawaii		México	
Ambiente Tectónico	Hot Spot		Arco Continental; Subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana (61 mm/año).	
Tipo de Magma	Magmas basálticos de composición toleítica y un porcentaje menor de basaltos alcalinos (altas [Na] y [K] y bajas [Si] respectivo a las toleitas. Además, poseen altas concentraciones de elementos traza: Th, U, Ba, Pb, REE).		Magmas calcoalcalinos; mezcla de dacíticos y basáltico-andesíticos, mezclados a ~4-6 km de profundidad entre 45:55 y 85:15 (wt%) de magma ácido:básico (Witter <i>et al.</i> , 2005).	
Emisiones de SO ₂	1998	8.75+E5 t/a	02/1994-12/1994	2.080 t/d
			12/1994-06/1995 *	3.470 t/d
	1999	5.35+E5 t/a	07/1995-03/1996	780 t/d
			03/1996 *	11.270 t/d
	2000	5.29+E5 t/a	03/1996-12/1996	11.160 t/d
			01/1997 *	12.930 t/d
2001	5.64+E5 t/a	01/1997-05/1997	12.930 t/d	
		05/1997-06/1997 *	9.910 t/d	
Erupciones	1983-1986 VEI 1	Fontanas de lava (cortos períodos) que formaron el cono Pu'u Ō'ō.	1994-1995 VEI 2	Luego de 70 años de quiescencia, el volcán entró en actividad (1994); caracterizada por una sucesión de crecimiento de domos de lava y episodios destructivos. Los episodios de
	1986-1992 VEI 1	Migración de la fuente de emisión hacia Kupaianaha.	1996-2003 VEI 3	

	1992-2007 VEI 1	Continúa efusión de lava (Pu'ú 'Ö'ö).	2004-2016 VEI 2	actividad efusiva y actividad moderadamente explosiva alternan con períodos de total quiescencia (De la Cruz-Reyna <i>et al.</i> , 2008).
	2011-2012 VEI 1	Comienzo de un nuevo período eruptivo; apertura de un nuevo <i>vent</i> en el flanco NE de (Pu'ú 'Ö'ö).		
Otros	El característico proceso de deflación/inflación cercano a los períodos eruptivos. Las erupciones ocurren en el cráter o en zonas de <i>rift</i> adyacentes, siendo en estas últimas donde ocurre el mayor grado de deflación en el cráter, pues hay un desplazamiento desde el reservorio hacia las zonas de <i>rift</i> . En el caso de erupciones en el cráter, las tasas de inflación/deflación son cercanas, lo que indica un rápido ascenso de nuevo magma al reservorio.		Estudios del magma eruptado en 1997 y 1998 indican contenidos pre-eruptivos (volátiles) de: 130 ± 50 ppm S, 880 ± 70 ppm Cl, 570 ± 100 ppm F y 2.9 ± 0.2 % H ₂ O (Witter <i>et al.</i> , 2005). Las altas tasas de desgasificación y la limitada producción de magma podrían explicarse por la circulación de magma en el conducto volcánico en presencia de pequeñas burbujas de gas (Witter <i>et al.</i> , 2005).	

Tabla 5. Características y emisiones de SO₂ de los volcanes Soufrière Hills y Stromboli.

Volcán	SOUFRIÈRE HILLS		STROMBOLI	
Ubicación	Isla Montserrat		Italia	
Ambiente Tectónico	Arco de Isla; Subducción de corteza oceánica (placa Norteamericana) bajo la placa del Caribe (2,2 cm/año).		Arco de Isla; Subducción de la placa Africana bajo la placa Europea.	
Tipo de Magma	Series calcoalcalinas; basaltos a dacitas con rangos de [K] medio a bajo.		Series shoshoníticas calcoalcalinas ricas en K. (Rosi, 1980; Francalanci <i>et al.</i> , 1989 en Edner <i>et al.</i> , 1994).	
Emisiones de SO₂	08/1995	< 100 t/d	1980-1997	300-350 t/d
	11/1996		07/2002	245 t/d
	09/1999		2006	200 t/d
	06/1997	> 2000 t/d	27/02/2007-02/04/2007	700 t/d
	07/1998			
	12/1998			

Erupciones	1995 VEI 3	La actividad comenzó en Julio de 1995, con una erupción freatomagmática. La erupción ha sido caracterizada por sostenidos periodos de crecimiento de domos de lava con colapsos ocasionales, actividad explosiva.	1558-1557	VEI 2
			1557-1889	VEI 2
			1890-1907	VEI 3
			1910-1931	VEI 3
			03/06/1932	VEI 3
			1934 a la fecha	VEI 3
Otros	Las variaciones en los flujos de SO ₂ (pre y post erupción) exhiben variaciones en las condiciones de desgasificación del sistema, que coincide con las fases de crecimiento de domos; en las fases iniciales el sistema actúa como cerrado para el flujo de gases y en las etapas finales o post-colapso las emisiones de SO ₂ son altas y sostenidas.		El estilo eruptivo consiste en explosiones intermitentes de fragmentos de lava incandescentes, bombas y escorias. Esta actividad es interrumpida por explosiones mayores (1 o 2 veces al año). El nivel del magma dentro del conducto volcánico ejerce un control dominante en la naturaleza de su actividad, cualidad que a su vez es manejada por el balance entre la presión dentro del reservorio magmático y el peso de la columna que ejerce esa presión (Burton <i>et al.</i> , 2008).	

Tabla 6. Características y emisiones de SO₂ de los volcanes Villarrica y Yasur.

Volcán	VILLARRICA	YASUR
Ubicación	Chile	Vanuatu
Ambiente Tectónico	Arco continental; Subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (66 mm/año).	Arco de Isla; Subducción de la placa Australiana bajo la placa del Pacífico (9 cm/año); al E existe un límite divergente.
Tipo de Magma	Magmas basálticos a andesíticos bajos en Si (52 - 57 % SiO ₂), calcoalcalinos, con bajas abundancias en incompatibles y bajas razones LREE/HREE (Hickey-Vargas <i>et al.</i> , 1989).	Magmas de composición basáltica a traquiandesítica; altas razones de U/Nb y Th/Ta (típico de ambiente de subducción); enriquecimiento en Ba y K, y bajas razones de Zr/Yb y Nb/Yb, indican fluidos derivados del <i>slab</i> a MORB depredado como fuente .

Emisiones de SO₂	02-03/2000	263 t/d	02-04/04/2004	458 t/d
	01-02/2001	464 t/d	11-14/07/2004	1.063 t/d
	02/2003	339 t/d	19/09/2004	423 t/d
	01/2005	778 t/d	29/10/2004	458 t/d
	15-17/01/2005	1.125 t/d	10/01/2005	968 t/d
	01-02/2006	178 t/d	18/03/2005	216 t/d
	26/04/2015	460 t/d	02/07/2005	527 t/d
	25/05/2015	385 t/d	01-02/11/2005	1.166 t/d
	12/06/2015	632 t/d	2007	660 t/d
	18/06/2015	1.058 t/d		
	03/09/2015	264 t/d	2008	604 t/d
	28/11/2015	1.689 t/d		
Erupciones	Las erupciones históricas son al menos 49 (bien documentadas), las que varían desde efusivas a moderadamente explosivas (VEI = 0-3), donde el mayor peligro asociado es la formación de lahares.		<p>1774 a la fecha; se han notado episodios de particular intensidad en 1974, 1975, 1977 y 2004 (VEI 3). El nivel actual de actividad consiste en pequeñas explosiones regulares a través de los 3 conductos (A, B y C) en distintos ciclos de actividad; cada explosión tiene una duración de algunos segundos a minutos (Firth <i>et al.</i>, 2014).</p>	
	1984 VEI 2	Flujos de lava menores, altura de la columna eruptiva > 1 km.		
	2015 VEI 2	Fuente de lava (400 m sobre el cráter), columna eruptiva > 8 km.		
Otros	Desde la erupción de 1984-1985, se ha desarrollado una continua actividad magmática superficial dentro del cráter. La actividad volcánica muestra continuas variaciones en sismicidad, actividad en el cráter, cantidad y estilo de desgasificación (Palma <i>et al.</i> , 2011).		Actividad Estromboliana durante mediciones (Bani & Lardy, 2007).	
	Las variaciones en los flujos de SO ₂ se han atribuido, entre otras cosas, a la acumulación de gases dentro del lago de lava y una posterior liberación repentina de los mismos, que corresponden a <i>puffs</i> , característicos de la actividad de desgasificación pasiva del volcán.		Desde 1774 hay un estado de actividad semi-continuo; erupciones estrombolianas de pequeña escala con emisiones continuas de gases y ceniza (Nairn <i>et al.</i> , 1988 en Cronin & Sharp, 2002).	
				Mediciones realizadas en 1990 sugieren que la tasa de emisión de SO ₂ es muy alta en comparación a otros volcanes de Vanuatu [1.200±600 t/d] (Eissen <i>et al.</i> , 1990 en Cronin & Sharp, 2002).

A partir de los datos expuestos en estas tablas, se puede ver que hay diferencias sustanciales en el nivel de emisiones de SO₂ para volcanes con desgasificación pasiva; por un lado están los volcanes cuyo nivel base de emisiones son relativamente altas (~ desde 2.000 t/d hasta ~ 20.000 t/d en etapas más activas de desgasificación) donde se podrían agrupar los volcanes Ambrym, Popocatépetl, Kilauea y Etna, y por otro lado están los volcanes cuyo nivel de emisiones es menor, generalmente por debajo de las 1.000 t/d, como es el caso de Bezymianny, Stromboli, Yasur y Erebus. Es evidente que no hay una correlación según el ambiente tectónico en el que se encuentran los volcanes, pero sí hay cierta relación según el comportamiento eruptivo en distintos volcanes. En el caso del Villarrica, y apuntando hacia buscar similitudes con otros sistemas volcánicos, para acotar el rango de valores esperables de SO₂, hay varias similitudes con los volcanes Stromboli y Yasur, también de tipo basáltico.

Estos tres volcanes tienen una actividad magmática superficial continua expresada en pequeñas explosiones en el cráter, que fluctúa con episodios de menor actividad. Cabe mencionar que la magnitud de estas explosiones difiere entre cada uno de estos volcanes, siendo notablemente mayor en el Stromboli. La actividad es altamente variable en escalas de horas a días y en rangos que van de erupciones dominadas por ceniza a estallidos con incandescencia y emisión de bombas (Aiuppa *et al.*, 2010). En el caso del Yasur, períodos con altas descargas de SO₂ ocurren sin explosiones sostenidas, debido probablemente a una mayor presión en el sistema magmático alimentador, como ha quedado en evidencia por el alto nivel de la columna magmática (Bani & Lardy, 2007).

Las emisiones más bajas de SO₂ en el Yasur (216 t/d) y también las más altas (1.166 t/d) se correlacionan con la actividad sísmica. Esto implica que la fluctuación en las tasas de emisión de SO₂ varía con la actividad volcánica (Bani & Lardy, 2007). Los valores entre las emisiones bajas y altas se asemejan bastante con las obtenidas para el período de mediciones durante el 2015 en el Villarrica (264 t/d y 1.689 t/d), aunque aquí no es tan clara la relación paralela con la actividad sísmica. Aun así, puede existir una relación similar a la que hay en el Stromboli, cuyas emisiones más altas en las fases de desgasificación pasiva (700 t/d) se relacionan a ascensiones de magma a través del conducto principal.

4. CARACTERIZACIÓN LAHAR ESTERO CORRENTOSO

Luego de la erupción del 3 de Marzo de 2015, se produjeron diversos lahares primarios luego del descenso de varios flujos piroclásticos sobre los flancos del volcán, generando fusión en los glaciares ubicados en las cercanías al cráter. La posterior mezcla del agua producto de la fusión con material juvenil y accidental, generó los pulsos laháricos que alcanzaron los principales esteros adyacentes al volcán: Turbio, Zanjón Seco, Pedregoso y Correntoso.

El Estero Correntoso ha sido escenario para una serie de lahares en erupciones pasadas en 1948-1949, 1964, 1971 (Naranjo & Moreno, 2004). Pese a esto, no existen estudios detallados de los depósitos, como sí los hay para los lahares de los ríos Turbio, Voipir y Zanjón Seco. La descripción llevada a cabo en este trabajo está enfocada hacia la comprensión de la dinámica del lahar: el desarrollo inicial y su evolución corriente abajo, la existencia de uno o más pulsos, entre otros aspectos como el caudal del flujo. Un factor estrechamente relacionado a las características del depósito es la velocidad del flujo, y su cálculo resulta sumamente útil para tener una mejor estimación acerca de las características energéticas del lahar. Los flujos de detritos (facies dominantes en muchos lahares) se caracterizan por recorrer grandes distancias, tener una gran fuerza de impacto y altas velocidades; entonces la identificación de los factores claves que gobiernan el recorrido del flujo y los cambios en las características físicas en el tiempo, son aspectos importantes dentro de su estudio y análisis (Rahman & Konagai, 2016).

Con el objetivo de precisar estos factores (principalmente velocidad y caudal del lahar), la descripción del depósito se contrastó entre el trabajo de terreno y el análisis de imágenes satelitales, para así validar y definir con claridad los límites y alcances del flujo. En términos generales, en la descripción del depósito se consideraron principalmente las características sedimentológicas y estratigráficas; variaciones granulométricas y de potencia, estructuras sedimentarias, alcance del flujo, variaciones laterales y longitudinales, etc. Para esto se ubicaron distintos sitios (Fig. 25, Tabla 7) a lo largo del estero donde, dependiendo de las características del sector y del depósito en esa zona, se realizaron secciones transversales al estero o columnas estratigráficas, además de la extracción de muestras de la matriz del depósito para un posterior análisis granulométrico mediante tamizaje en seco.

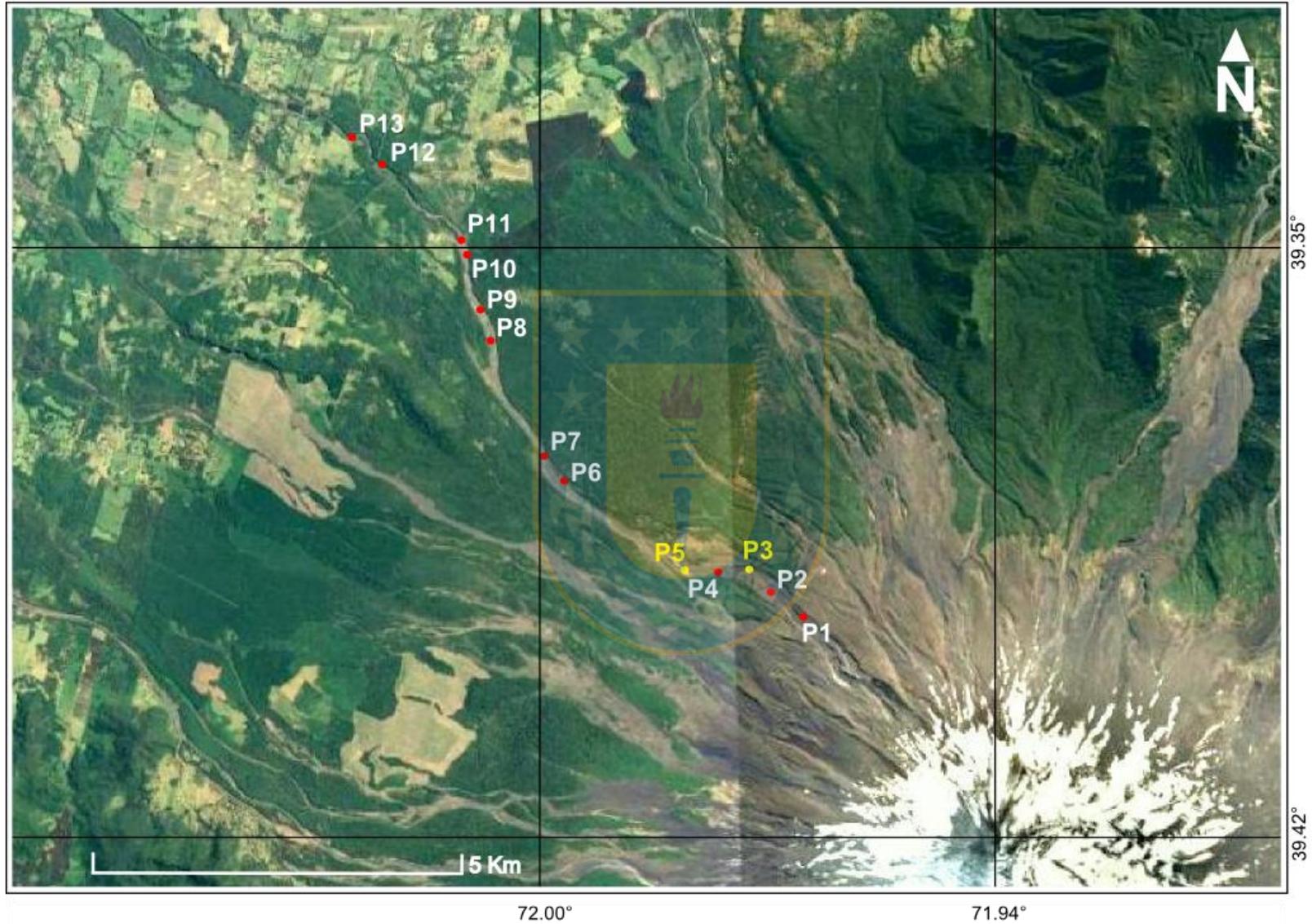


Fig. 25. Mapa con los puntos relevantes dentro de la caracterización del lahar del Estero Correntoso. En rojo se destacan los puntos donde se llevaron a cabo las descripciones, columnas y/o perfiles. En Amarillo se distinguen los puntos donde se calculó la velocidad.

Tabla 7. Descripción de los puntos destacados en la Fig. 25 con las principales características allí halladas.

Punto	Coordenadas UTM	Distancia al cráter (km)	Características
P1	19H/ 0244967 5634890	3,2	Inicio de la descripción del depósito. En esta área el lahar se ha separado en dos flujos (separados por las lavas de 1984); P1 corresponde al flujo que se desplaza por el norte.
P2	19H/ 0244606 5635374	3,8	El flujo que se desplaza por el sur, cruza hacia el norte e impacta directamente en la ladera norte, unificándose en un solo flujo. Se mide la altura que alcanzó el flujo en la ladera luego del impacto, para conocer la velocidad mediante un balance de energía cinética y potencial.
P3	19H/ 0244178 5635579	4,3	Área de curvatura del estero; se aplica el método de super-elevación en el depósito para calcular la velocidad.
P4	19H/ 0243806 5635553	4,6	Se extraen dos muestras correspondientes a la zona lateral del flujo (P4.1) y la zona central del flujo (P4.2).
P5	19H/ 0243436 5635567	5,0	Flujo impacta la ladera, al igual que en P2. Se aplica también el balance de energía para obtener la velocidad del flujo.
P6	19H/ 0241858 5636555	6,9	Punto anterior a un acantilado. Se extrae muestra del centro del depósito (P6).
P7	18H/ 0758400 5636894	7,4	Zona con bordes escarpados de lavas fracturadas; en el depósito abundan clastos de lava angulosos. Se extrae muestra del canal (P7).
P8	18H/ 0757782 5638346	9,1	Sobre un alto topográfico hay remanentes del lahar, de menor tamaño que los que se encuentran acanalados 10 m más abajo. Se realiza un perfil para calcular el caudal del flujo.
P9	18H/ 0757651 5638819	9,6	El estero tiene una geometría más uniforme que en el resto del estero, la zona del canal cubre la mayor parte del ancho, y está bien limitado por laderas escarpadas. Se establece un perfil para el cálculo del caudal.
P10	18H/ 0757516 5639573	10,4	Se vislumbran lavas en la base del canal, que a su vez está bien delimitado en los bordes por terrazas. Se establece un perfil para el cálculo del caudal.
P11	18H/ 0757431 5639789	10,6	Zona alta de un acantilado de 20 m. Se distinguen las variaciones laterales desde la zona de inundación hacia el canal. Se extrae muestra P11.
P12	18H/ 0756495 5640816	12,2	Zona baja luego del acantilado, el estero se vuelve más estrecho, se distinguen montículos de clastos, que en parte han sido removidos por el agua. Se extrae muestra P12.
P13	18H/ 0756070 5641259	13	Punto más distal de la zona de estudio, gran acumulación de bloques redondeados (anterior a un cruce). Unos 200 m más lejos sólo está el registro de la vegetación arrasada por el flujo.

4.1. ASPECTOS TEÓRICOS

Lahar es un término originado en Indonesia referido a flujos rápidos conducidos por gravedad, consistentes en una mezcla de rocas, detritos y agua, generados en ambientes volcánicos. Corresponden a flujos saturados en agua, donde las proporciones de fracciones sólidas y líquidas influyen en su comportamiento, y los distinguen de otros fenómenos comunes en volcanes como avalanchas de detritos (Vallance & Iverson, 2015).

4.1.1. Génesis de un lahar

Los lahares pueden ser primarios (sin-eruptivos) o secundarios (post-eruptivos), sin importar qué tipo sea su formación requiere de: (1) una fuente de agua, (2) detritos no consolidados (típicamente flujos piroclásticos, depósitos de caída, morrenas, coluvios y suelo), (3) pendientes fuertes ($>25^\circ$) y (4) mecanismo gatillante (Vallance & Iverson, 2015). La formación de lahares depende de una mezcla efectiva de sedimentos y agua; avalanchas calientes, flujos piroclásticos y oleadas piroclásticas posibilitan la rápida fusión de hielo y/o nieve, generando agua de deshielo, que luego erosiona los depósitos piroclásticos para formar lahares ricos en agua. Asimismo, podrían continuar desplazándose sobre la nieve o hielo e incorporar parte de ellos al lahar. A medida que continúa el avance del lahar, éste puede seguir incorporando material detrítico que dentro de algunos kilómetros se convertirán en un flujo de detritos rico en sólidos (Vallance & Iverson, 2015). Por cierto, si hay grandes cantidades de agua disponible y la carga de sedimentos es baja, el proceso de *bulking* (incorporación de material al lahar por procesos erosivos conforme avanza corriente abajo) no es efectivo y se generan zonas de inundación en lugar de un lahar (Vallance, 2000).

El paso de un lahar causa procesos erosivos notorios, sobre todo en zonas con fuertes pendientes. Teóricamente los flujos con mayor porcentaje de agua son típicamente más erosivos que aquellos ricos en sedimentos, aunque la superficie sobre la cual avanza un lahar tiene también influencia en la capacidad erosiva del flujo, además de si éstos son terrenos secos o húmedos (Vallance & Iverson, 2015); pendientes pronunciadas, escarpes de terrazas fluviales y bancos de ríos son los lugares donde predominan los procesos de erosión e incorporación de sedimentos al lahar. El progresivo *bulking* corriente abajo genera cambios en el lahar; la adición de material transforma un flujo hiperconcentrado (20 a 60% [vol.] de sedimentos) a un flujo de

detritos. Si el proceso de *bulking* continúa, en las etapas de *waxing* (aumento del caudal del flujo) y *waning* (fases finales) el lahar será un flujo de detritos (Vallance & Iverson, 2015). Estudios en depósitos indican que el frente del flujo y los pulsos procedentes son las etapas más erosivas del lahar, incorporando gran cantidad de sedimentos exóticos (Vallance & Scott, 1997 en Vallance & Iverson, 2015). En tanto que los pulsos que siguen son mayormente depositacionales. Las fases finales (*waning*) son más diluidas y también erosivas (en menor medida), ya que son menos voluminosas en descarga que las fases precedentes (Vallance & Iverson, 2015).

Es común que los lahares descendan por los cauces de los ríos, donde desplazan volúmenes de agua por delante de ellos y a medida que avanzan integran gradualmente parte de esa agua (Pierson & Scott, 1985; Cronin *et al.*, 1997 en Vallance & Iverson, 2015). A medida que el frente del flujo es más acuoso, pierde la capacidad de transportar grandes bloques y estos van quedando atrás. Con el tiempo y la distancia corriente abajo, progresa la dilución del frente hacia la zona media del lahar, y eventualmente todo el lahar se vuelve más diluido. Según estos procesos, es que ocurre la evolución entre las porciones características de un lahar: flujos de detritos y flujos hiperconcentrados.

4.1.2. Transición de las Características del flujo y Procesos Depositacionales

La mezcla de agua y sedimentos tiene un comportamiento de fluido Newtoniano (la viscosidad se mantiene constante), hasta cuando tiene ~35% vol. de partículas tamaño arena o grava. Sin embargo, pequeñas cantidades de sedimentos finos en el flujo, especialmente arcilla, permitirán el comienzo de un aumento del *yield strength*, marcando el inicio de un comportamiento no Newtoniano, transición que se ha utilizado en algunos casos para definir el límite inferior de un flujo hiperconcentrado. El límite superior (transformación hacia flujo de detritos), es el punto donde el *yield strength* combinado con la buoyancia, es suficiente para tener en suspensión partículas tamaño grava (Pierson & Costa, 1987 en Pierson, 2005) (Fig. 26).

Un flujo hiperconcentrado posee una carga de sedimentos entre 20 y 60% (vol.), donde la arena domina por sobre los finos; una característica importante es que los clastos de tamaño arena y grava pueden continuar en la columna de agua, aunque la energía del flujo decrezca. Así, los depósitos de un flujo hiperconcentrado comúnmente presentan estratificación y mejor selección que la suspensión de la que provienen (Pierson, 2005). Si la adición de sedimentos continúa, se

alcanza un punto donde los granos de arena y grava en suspensión comienzan a interactuar y las fuerzas de fricción entre ellos impide una sedimentación "selectiva" desde el flujo cuando este se ralentiza o detiene (Druitt, 1995; Major, 2003 en Pierson, 2005). El contacto friccional entre granos previene la rápida sedimentación de clastos de mayor tamaño, consecuentemente todos los granos sedimentan al mismo tiempo y el resultado es un depósito mal seleccionado y no estratificado (Pierson, 2005).

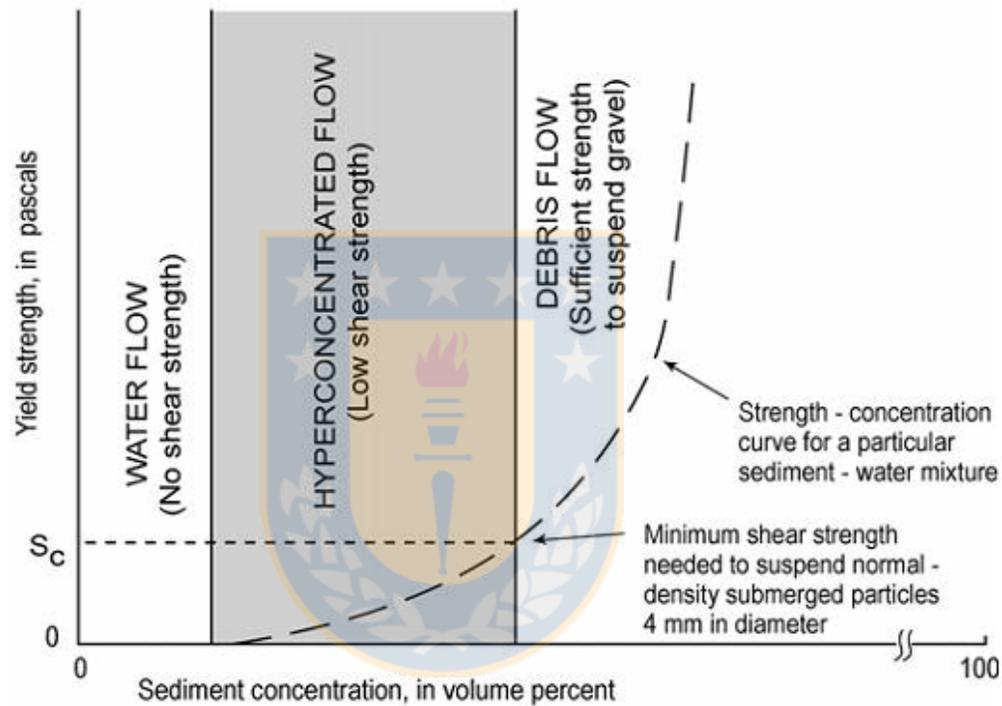


Fig. 26. Tipos de flujo basados en una curva idealizada de *yield strength* (Tomado de Pierson, 2005).

Los lahares se caracterizan por desarrollar agradaciones progresivas tanto de flujos de detritos como de flujos hiperconcentrados; la estratificación en depósitos de flujos hiperconcentrados, y la formación de levées durante el emplazamiento de flujos de detritos desde base a techo son clara evidencia de esto (Major, 1997 en Vallance & Iverson, 2015). Otros rasgos importantes son: (1) alineamiento de los clastos elongados paralelos a la dirección del flujo, (2) cambios verticales en la composición de los clastos y (3) imbricación de clastos (Vallance & Iverson, 2015).

Por otra parte, estas agradaciones progresivas son las que generan depósitos con gradación normal y/o inversa; un lahar que se vuelve más diluido conforme avanza, tendrá menos capacidad de carga de grandes bloques y los dejará atrás, generando progresivamente depósitos con gradación inversa. Más abajo, cuando el lahar entero se ha transformado a un flujo hiperconcentrado, la agradación genera capas que pueden ser normal o inversamente gradadas (Scott, 1988 en Vallance & Iverson, 2015).

Los bloques que quedan tras el frente de dilución, comúnmente se acumulan en los bordes debido al proceso de segregación de granos, especialmente cuando un flujo de detritos alcanza pendientes suaves el perímetro se ralentiza hasta detenerse, y deja márgenes empinados, pobres en sedimentos finos, formando levées (Johnson *et al.*, 2012 en Vallance & Iverson, 2015).

Los clastos en los lahares pueden estar zonados por densidad o tamaño, pero la vía más eficiente de segregación es por proporción de granos gruesos y densidad del fluido, esta última determinada por la proporción de granos tamaño limo retenidos en suspensión hidrodinámica (Vallance & Iverson, 2015).

La disposición hacia la base del flujo implica una disminución en la velocidad, quedando estos bloques atrás del frente de flujo (Vallance & Iverson, 2015). En flujos con alta proporción de fracción sólida, el contacto grano a grano inhibe el asentamiento de los clastos que se desplazan en la sección más superficial del flujo e incluso favorece la flotación de bloques más grandes, incluso aquellos de mayor densidad. Por otra parte, las rotaciones de grano pueden empujar los bloques más grandes hacia las capas superiores del flujo, en tanto los granos más pequeños rellenan estos espacios y generan el soporte para el desplazamiento hacia delante de los bloques. Esta acresión hacia la superficie, implica también una mayor velocidad, lo que favorece la migración de los clastos hacia el frente del flujo (Vallance & Iverson, 2015).

4.1.3. Velocidad

Conocer la velocidad de un lahar es de especial interés a causa de sus implicancias en la prevención del riesgo volcánico, ya que de esta derivan otros factores como: tiempo de arribo a poblados cercanos, turbulencia, fuerza de impacto, viscosidad dinámica, esfuerzo de corte, etc.

(Muñoz-Salinas *et al.*, 2007). Sin embargo, hay muchas variables asociadas a estos eventos que dificultan realizar aproximaciones del todo certeras.

El cálculo de la velocidad de un flujo de detritos puede lograrse mediante diversos métodos. Uno de los métodos más sencillos corresponde al de super-elevación (Chow, 1959), que se realiza una vez ocurrido el desplazamiento de material, y que aunque requiere la estimación de parámetros que para sistemas naturales resultan difícil de establecer (ej. radio de curvatura del canal), hay formas de aproximar de buena manera esos valores. También es posible hacer cálculos mediante ecuaciones predictivas (Lo, 2000 en Prochaska *et al.*, 2008).

Basado en los resultados de experimentos de canal, el uso de la super-elevación podría representar la vía más adecuada para estimar la velocidad de un flujo de detritos (Iverson *et al.*, 1994 en Prochaska *et al.*, 2008).

4.1.3.1. Principio de Super-elevación

Super-elevación se refiere a la diferencia en la altura del flujo entre los bordes interno y externo en una sección curva de un canal. El principio se basa en las características físicas de los fluidos (Muñoz-Salinas *et al.*, 2007), la sección curva acelera la fuerza centrífuga del flujo entrante, lo que resulta en una mayor elevación en el borde externo del canal (Rahman & Konagai, 2016). El método no considera la densidad del fluido, su fricción interna y la rugosidad del canal, entonces los resultados obtenidos pueden estar subestimados en ~15% (Pierson, 1985 en Muñoz-Salinas *et al.*, 2007).

Mediante la aplicación de la Segunda Ley de Newton y con la medición de la super-elevación, además de otras propiedades geométricas del canal (ancho, radio de curvatura y pendiente longitudinal [Fig. 27]), la velocidad en secciones curvas se puede calcular mediante la ecuación (1), que iguala la presión del fluido a la fuerza centrífuga:

$$v = \sqrt{Rc * g' * \frac{\Delta h}{w}} \quad (1)$$

$$g' = g * \cos \delta$$

donde:

v : Velocidad media del flujo,

- R_c : Radio de curvatura del flujo (m),
 Δh : Altura de super-elevación (m),
 W : Ancho del flujo (m),
 g : Fuerza de gravedad (9.81m/s^2),
 δ : Pendiente del canal ($^\circ$).

Para considerar la componente normal de la gravedad, $-g$ debe ser reemplazada por $-g'$ si la pendiente del canal es superior a 15° (Johnson, 1984 en Prochaska *et al.*, 2008). La ecuación (1) asume que el flujo es subcrítico, el radio de curvatura es igual para todas las líneas del flujo y la velocidad de cada una de estas líneas de flujo es igual a la velocidad media del flujo (Pierson, 1985). La selección y medición de $-R_c$ es un parámetro decisivo para el resultado final, el problema es que no existen en la naturaleza los canales con curvaturas perfectas (Rahman & Konagai, 2016), lo que genera incertidumbre en este parámetro. Por otra parte, esta ecuación fue inicialmente derivada para el agua, de manera que en ocasiones se ha aplicado un factor de corrección $-k$ para considerar la viscosidad y la distribución vertical de las partículas dentro del flujo (Hungry *et al.*, 1984). Sin embargo no hay un consenso acerca de un valor apropiado, ya que se han postulado valores ≥ 1 (Suwa & Yamakoshi, 2000), de 1 a 5 (VanDine, 1996), 2.5 a 5 (Hungry, 1984), e incluso ~ 10 (Chen, 1987) (Prochaska *et al.*, 2008). De las últimas contribuciones en este tema, se ha considerado que el factor de corrección es igual a 1, exceptuando en los casos donde las curvas son muy agudas y se generan olas de choque.

Sin embargo, el método ha sido utilizado anteriormente por Pierson & Scott (1985) y Pierson *et al.*, (1990) en el Monte Santa Helena y Nevado del Ruiz, donde se obtuvieron velocidades con un rango de error aceptables.

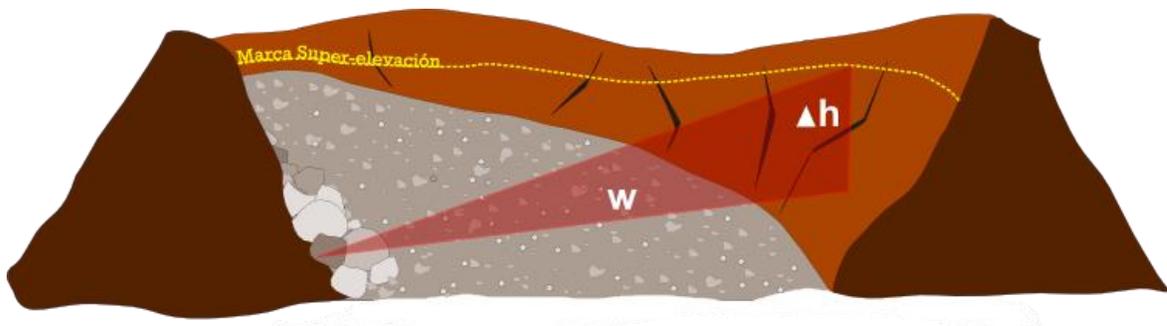


Fig. 27. Esquema de aplicación del método de super-elevación. El triángulo rojo se destaca Δh que corresponde a la diferencia de altura entre el leveé del borde interno y la marca de máxima altura del borde externo y w es el ancho del canal (m). La línea punteada en amarillo delimita la marca de super-elevación en la ladera.

4.2. CARACTERÍSTICAS DE DEPOSITACIÓN Y DINÁMICA DE FLUJO

El alcance del lahar se puede estimar en al menos 18 km desde el glaciar hasta la desembocadura en el Lago Villarrica. Es necesario mencionar que la descripción fue llevada a cabo 10 meses luego de la erupción, de manera que no se pudo diferenciar entre las facies distales diluidas de un lahar y los depósitos fluviales propios del estero. Sin embargo aún se conservaban rastros del paso del lahar en la vegetación adyacente, lo que facilita establecer y validar el alcance del lahar hacia las zonas más distales.

El depósito del lahar corresponde a un depósito irregular en cuanto a sus límites y espesor; cualidad en gran parte controlada por la morfología y sustrato del Estero Correntoso. Exhibe variadas características depositacionales, que son el reflejo de la evolución del flujo corriente abajo. En esta sección se detallarán las características del depósito enfocadas principalmente en las variaciones que existen dentro de este.

4.2.1. Características Estero Correntoso

El Estero Correntoso se sitúa en el flanco NW del volcán Villarrica, se extiende por cerca de 19 km hasta la desembocadura en el Lago Villarrica. Desde la cabecera, el estero muestra una disminución progresiva de la pendiente, aunque en el Perfil de Elevación (Fig. 28) se distingue un quiebre importante (flecha roja) donde se pasa de una inclinación máxima de -55% a -44%. La flecha azul indica un alto topográfico.

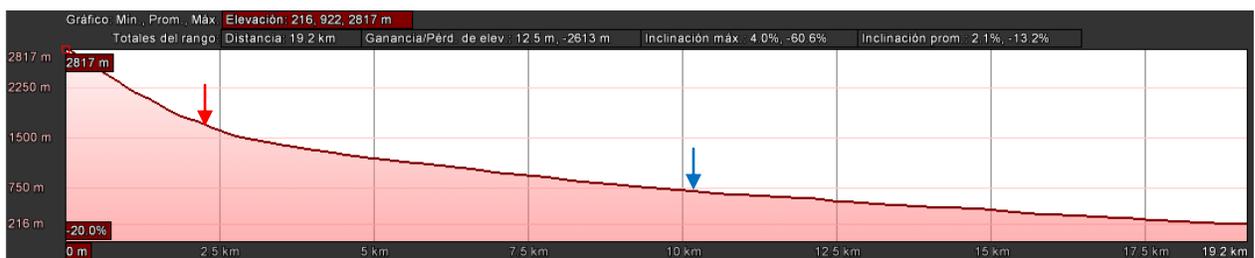


Fig. 28. Perfil de Elevación del Estero Correntoso. La flecha roja indica el quiebre en la pendiente de la ladera, punto cercano al comienzo de la descripción del depósito. La flecha azul indica un alto topográfico.

En efecto, la descripción del depósito comienza luego del cambio de pendiente, ~1.600 m s.n.m. Otro rasgo importante es la presencia de quiebres topográficos correspondientes a coladas de lava truncadas, que en un caso supera los 30 m de altura (posición indicada con flecha azul en Fig.

28). Con respecto a lo mismo, el estero presenta numerosos altos topográficos que corresponden principalmente a terrazas fluviales y coladas de lava truncadas.

El sustrato del lecho es una superficie irregular, compuesta de depósitos volcanoclásticos recientes poco consolidados y lavas de diversas características texturales, que influyen directamente en la evolución del lahar corriente abajo. Al centro del lecho y en las zonas próximas a la cabecera se disponen lavas tipo aa' (período eruptivo de 1984-1985), que ejercen cierto control sobre el desarrollo del lahar en la fase inicial, separando el flujo en dos direcciones (Fig. 29), además de su textura rugosa que influye en el desplazamiento del flujo, ya que aumenta la fricción con la base del lahar. Hacia las zonas más distales, afloran lavas grises abrasadas, cubiertas parcialmente por sedimentos.

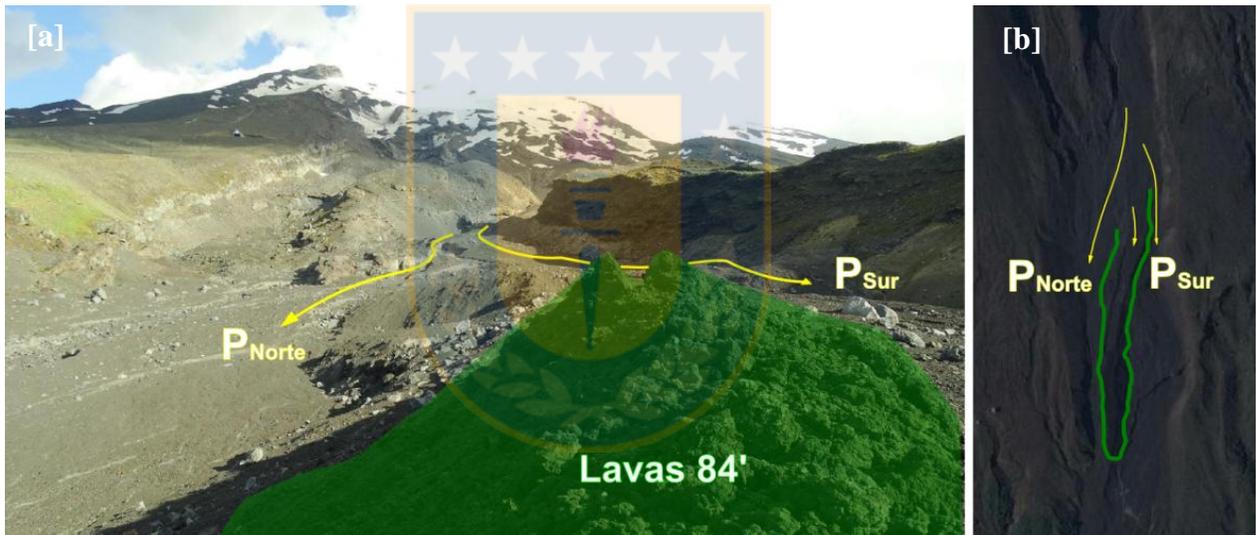


Fig. 29. La imagen corresponde al punto P1, a 3,2 km del cráter. [a] Colada de lava (resaltada en verde) que genera la separación del flujo en dos direcciones (Pulso norte [Pn] y Pulso sur [Ps]). [b] se muestra con detalle el Ps y en [b] una vista en planta del mismo sector.

4.2.2. Granulometría

Las muestras para el análisis granulométrico se tomaron en los puntos indicados en la Fig. 30, para identificar variaciones longitudinales a lo largo del depósito, en algunos casos en los mismos puntos donde se efectuaron perfiles y mediciones. Específicamente en el punto P4 se tomaron dos muestras; una sobre una lava y otra en el centro del lahar, para evaluar variaciones en la granulometría del depósito en sentido transversal.

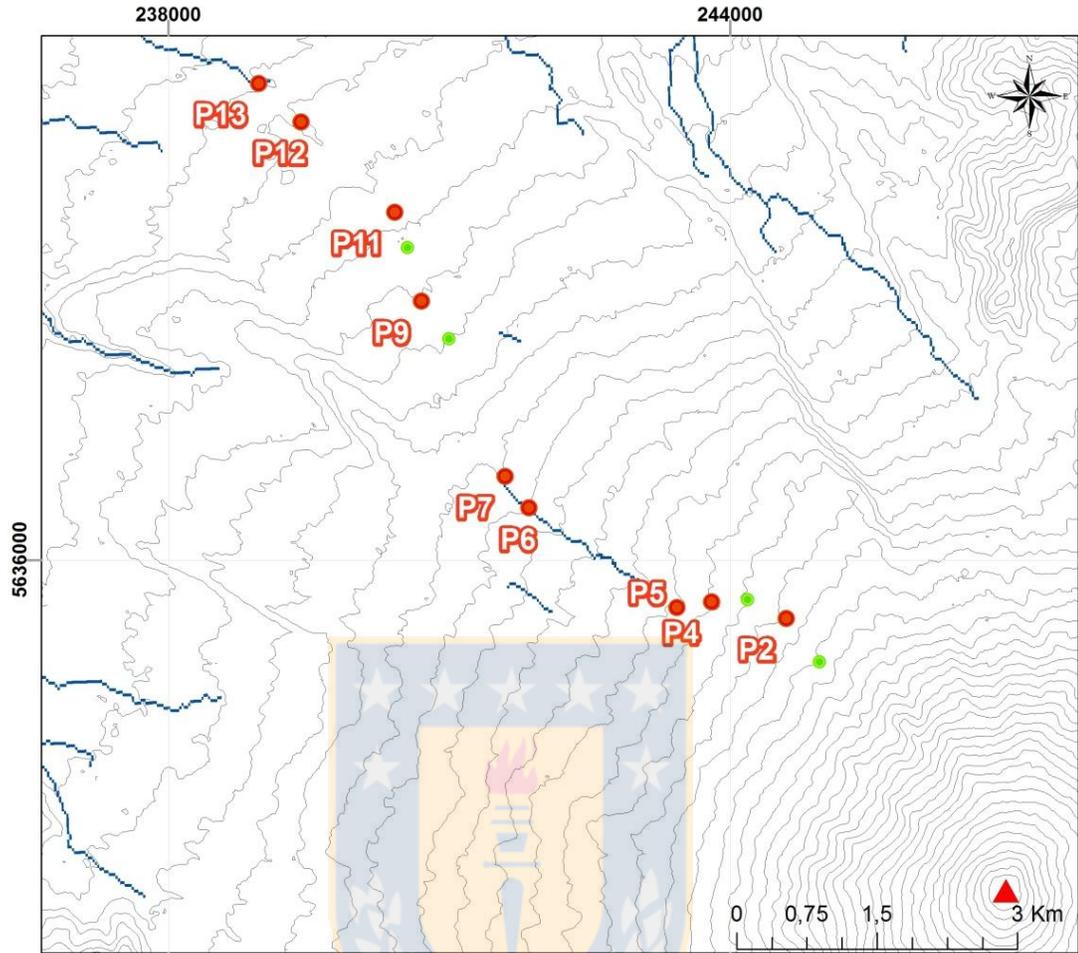


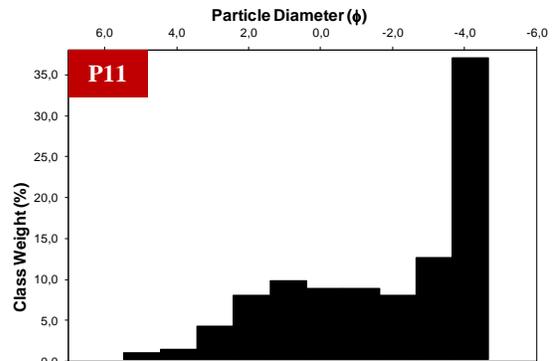
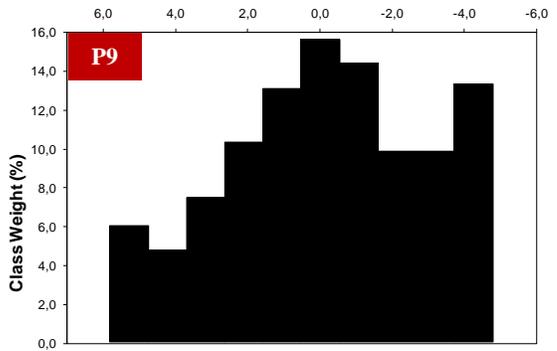
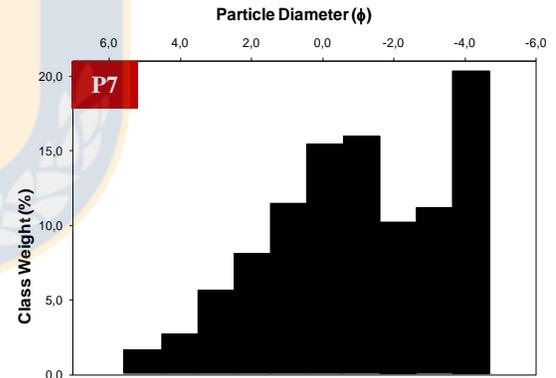
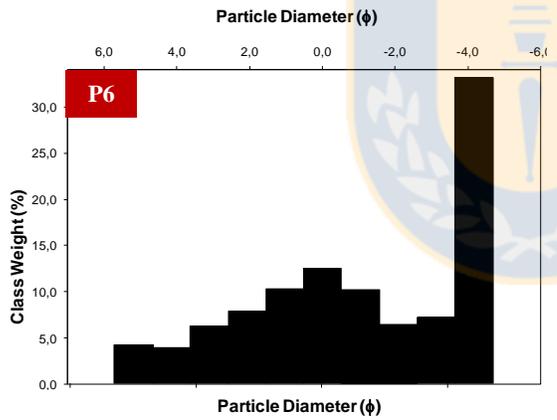
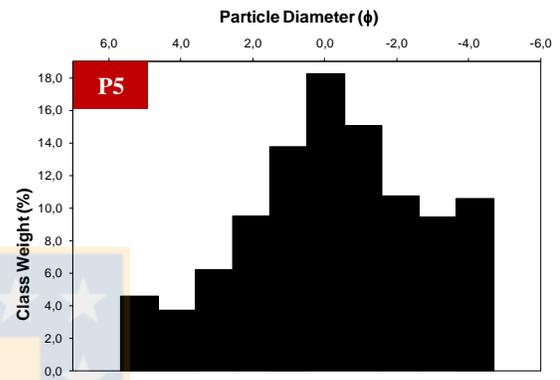
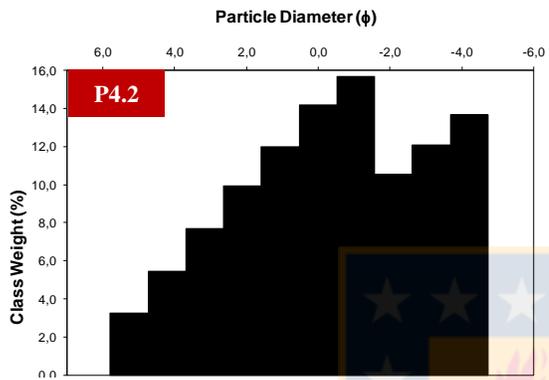
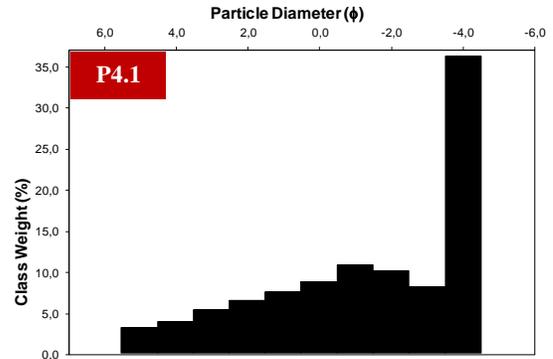
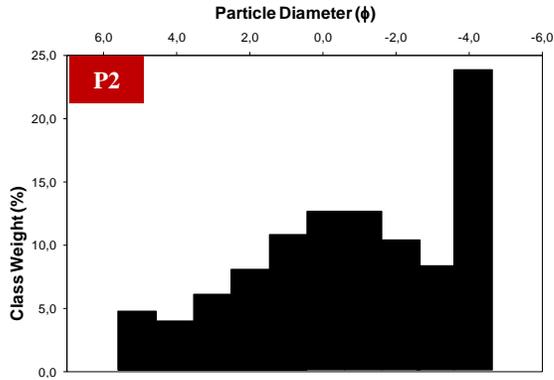
Fig. 30. Mapa con la ubicación de los puntos (marcados en rojo) donde se extrajeron las muestras para el análisis de granulometría de la matriz.

El muestreo se realizó tomando cierta cantidad de sedimentos que fueran evidentemente menores a 64 mm de diámetro dentro de un área que considerara grandes bloques y matriz. Por disponibilidad de mallas, en el laboratorio del Departamento de Ciencias de la Tierra se tamizó la fracción <16 mm, aquella porción >16 mm se midió en los tres ejes con un pie de metro y se cuantificó con una balanza electrónica. Cabe mencionar, que aquellos bloques de mayores dimensiones se detallaron en terreno y su proporción está especificada para cada punto en la Tabla 12. Considerando que los clastos >16 mm sostienen la estructura del depósito, se tomará en cuenta a la fracción <16 mm como parte de la matriz del depósito, cuyo porcentaje en volumen está resumido en la Tabla 9. Por este motivo, no se consideraron los porcentajes de la fracción de -3 a -6 ϕ en los histogramas de la Fig. 31, que pretenden mostrar sólo las relaciones granulométricas de la matriz.

El análisis se realizó mediante tamizaje en seco, con 10 muestras de los puntos P2, P4 (2 muestras), P5, P7, P8, P9, P11, P12 y P13 (Fig. 31). Para hacer esto, fue necesario en primera instancia secar las muestras en un horno a 100°C durante 5 horas, luego dejarlas alcanzar temperatura ambiente, para finalmente realizar la separación mediante el tamizado, donde se utilizaron 13 mallas (desde ϕ -2 a ϕ 5).

Tabla 8. Resultados del análisis granulométrico para las muestras del lahar del Estero Correntoso. Las proporciones de grava, arena y limo/arcilla están expresadas en porcentaje.

MUESTRA	COORDENADAS UTM	% vol. MATRIZ	GRAVA (%vol.)	% vol. CLASTOS
			ARENA	
			LIMO/ARCILLA	
P2	19 H/0244606 5635374	70	54,46	30
			40,80	
			4,74	
P4.1	19 H/ 0243806 5635553	70	65,91	30
			30,94	
			3,15	
P4.2	19 H/0243798 5635595	30	49,77	70
			47,07	
			3,17	
P5	19 H/0243436 5635567	40	44,86	60
			50,25	
			4,55	
P6	19 H/0241858 5636555	40	55,51	60
			39,64	
			4,19	
P7	18 H/0758400 5636894	20	56,27	80
			42,13	
			1,59	
P9	18 H/0757651 5638819	35	44,96	65
			48,52	
			5,83	
P11	18 H/0757431 5639789	30	66,39	70
			31,93	
			0,90	
P12	18 H/0756495 5640816	45	50,17	55
			48,55	
			1,28	
P13	18 H/0756070 5641259	35	56,94	65
			41,64	
			0,41	



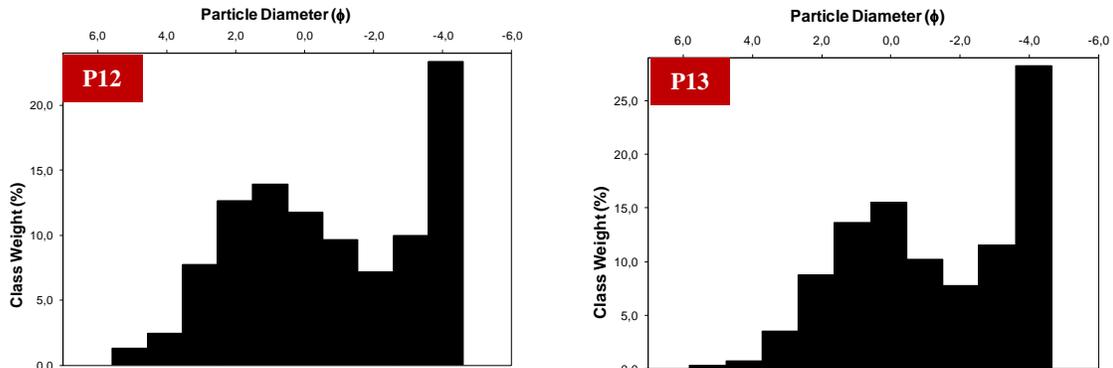


Fig. 31. Histogramas de las muestras de matriz ($< -4 \phi$) de los puntos P2, P4, P5, P6, P7, P9, P11, P12 y P13.

4.2.2.1. Análisis Estadístico

El tamaño de grano es una de las características fundamentales de los sedimentos; el análisis granulométrico se lleva a cabo para precisar las condiciones de proveniencia, transporte y sedimentación (Blott & Pye, 2001). Este se llevó a cabo mediante el *software* GRADISTAT, que provee las estadísticas definidas por Folk & Ward (1957); moda(s), media, desviación estándar, asimetría y curtosis (Anexo 2). Estos parámetros están relacionados a términos descriptivos:

- La moda corresponde al tamaño de clasto más frecuente en la distribución, pudiendo ser determinada a partir de los histogramas o de curvas de frecuencia.
- La asimetría (*skewness*) mide la desigualdad de la curva de frecuencia (*fine skewed* [asimetría positiva] indica un exceso de sedimentos finos y *coarse skewed* [asimetría negativa] un exceso de sedimentos gruesos) (Tabla 9).
- El tamaño de grano medio es el promedio estadístico expresado en unidades phi; es descrito utilizando una modificación de la escala de Udden-Wentworth (Tabla 10), para tener una terminología consistente con las fracciones de arena y arcilla, las gravas han sido redefinidas según cinco subclases desde muy fina (2 mm) a muy gruesa (64 mm) (Blott & Pye, 2001).
- La desviación estándar mide la uniformidad en el tamaño de grano dentro de la muestra.

- La curtosis es la medida de la desviación simétrica de una curva normal, se establece haciendo una comparación entre el calibrado en las colas de distribución y en la porción central; una curva es leptocúrtica si la porción central de la curva tiene mejor selección, en caso contrario la curva es platicúrtica (Tabla 9).

Tabla 9. Parámetros logarítmicos de Folk & Ward (1957). Modificado de Blott & Pye (2001).

Media	Desviación Estándar	Asimetría	Curtosis		
$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$	$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$		
Selección (σ_I)	Asimetría (Sk_I)		Curtosis (K_G)		
Muy Buena	<0.35	Muy Fina	3.0 a 1.0	Muy Platicúrtica	<0.67
Buena	0.35-0.5	Fina	1.0 a 0.3	Platicúrtica	0.67-0.90
Moderada Buena	0.5-0.7	Simétrica	0.1 a -0.1	Mesocúrtica	0.90-1.11
Moderada	0.7-1.0	Gruesa	-0.1 a -0.3	Leptocúrtica	1.11-1.50
Mala	1.0-2.0	Muy Gruesa	-0.3 a -1.0	Muy Leptocúrtica	1.50-3.00
Muy Mala	2.0-4.0			Extremadamente Leptocúrtica	>3.00
Extremadamente Mala	>4.0				

Tabla 10. Escala de tamaño de grano modificada para GRADISTAT, comparada con las escalas definidas por Udden (1941), Wentworth (1922) y Friedman & Sanders (1978). Modificado de Blott & Pye (2001).

Tamaño de Grano		Terminología Descriptiva		
phi	mm/ μ m	Udden (1914) & Wentworth (1922)	Friedman & Sanders (1978)	GRADISTAT
-11	2048 mm		Roca Muy Grande	
-10	1024		Roca Grande	Muy Grande
-9	512	Cobbles	Roca Media	Grande
-8	256		Roca Pequeña	Medio
-7	128		Guijarro Grande	Pequeño
-6	64		Guijarro Pequeño	Muy Pequeño
-5	32		_ Muy Grueso	Muy Grueso
-4	16	Pebbles	_ Grueso	Grueso
-3	8		_ Medio	Medio
-2	4		_ Fino	Fino
-1	2		_ Muy Fino	Muy Fino

0	1	Arena Muy Gruesa	Arena Muy Gruesa	Muy Gruesa	} Arena
1	500 μm	Arena Gruesa	Arena Gruesa	Gruesa	
2	250	Arena Media	Arena Media	Media	
3	125	Arena Fina	Arena Fina	Fina	
4	63	Arena Muy Fina	Arena Muy Fina	Muy Fina	
5	31		Limo Muy Grueso	Muy Grueso	} Limo
6	16	Limo	Limo Grueso	Grueso	
7	8		Limo Medio	Medio	
8	4		Limo Fino	Fino	
9	2	Arcilla	Limo Muy Fino	Muy Fino	
			Arcilla	Arcilla	

Tabla 11. Resultados del análisis granulométrico con GRADISTAT mediante el método de Folk & Ward (1957). Los valores fueron trabajados en escala de phi (Udden-Wentworth).

MUESTRA	MEDIA	DESV. EST.	ASIMETRÍA	CURTOSIS	MODA
P2	-1,288	2,853	0,123	0,778	
Descripción	Grava muy fina	Muy mala selección	Asimetría (+)	Platicúrtica	Trimodal
P4.1	-1,8553	2,767	0,455	0,769	
Descripción	Grava muy fina	Muy mala selección	Asimetría (+)	Platicúrtica	Bimodal
P4.2	-0,922	2,680	0,076	0,849	
Descripción	Arena muy gruesa	Muy mala selección	Simétrica	Platicúrtica	Bimodal
P5	-0,768	2,572	0,034	1,015	
Descripción	Arena muy gruesa	Muy mala selección	Simétrica	Mesocúrtica	Trimodal
P6	-1,448	2,873	0,156	0,720	
Descripción	Grava muy fina	Muy mala selección	Asimetría (+)	Platicúrtica	Bimodal
P7	-1,470	2,496	0,041	0,807	
Descripción	Grava muy fina	Muy mala selección	Simétrica	Platicúrtica	Bimodal
P9	-0,708	2,790	0,045	0,911	
Descripción	Arena muy gruesa	Muy mala selección	Simétrica	Mesocúrtica	Trimodal
P11	-2,246	2,447	0,454	0,696	
Descripción	Grava fina	Muy mala selección	Asimetría (+)	Platicúrtica	Trimodal

MUESTRA	MEDIA	DESV. EST.	ASIMETRÍA	CURTOSIS	MODA
P12	-1,232	2,643	-0,048	0,654	
Descripción	Grava muy fina	Muy mala selección	Simétrica	Muy Platicúrtica	Bimodal
P13	-1,784	2,340	0,032	0,653	
Descripción	Grava muy fina	Muy mala selección	Simétrica	Muy Platicúrtica	Bimodal

De acuerdo a los histogramas y a los parámetros obtenidos para las muestras con respecto a la distancia al cráter (Fig. 32), se concluye que el depósito presenta sutiles diferencias, pero que no corresponden a una evolución del flujo, pues no hay una mejora progresiva de la selección de los clastos, la distribución bimodal y trimodal se mantiene hasta la fase media (P12 y P13) y la media del tamaño se mantiene entre grava muy fina a arena muy gruesa. Además de la muy mala selección que presentan todas las muestras, la condición meso/platicúrtica representa también la mala selección en la porción central de la curva en cada muestra. Es por esto, que sin considerar la proporción matriz/clastos dentro del depósito, se puede hablar de cierta "uniformidad" granulométrica dentro del lahar.

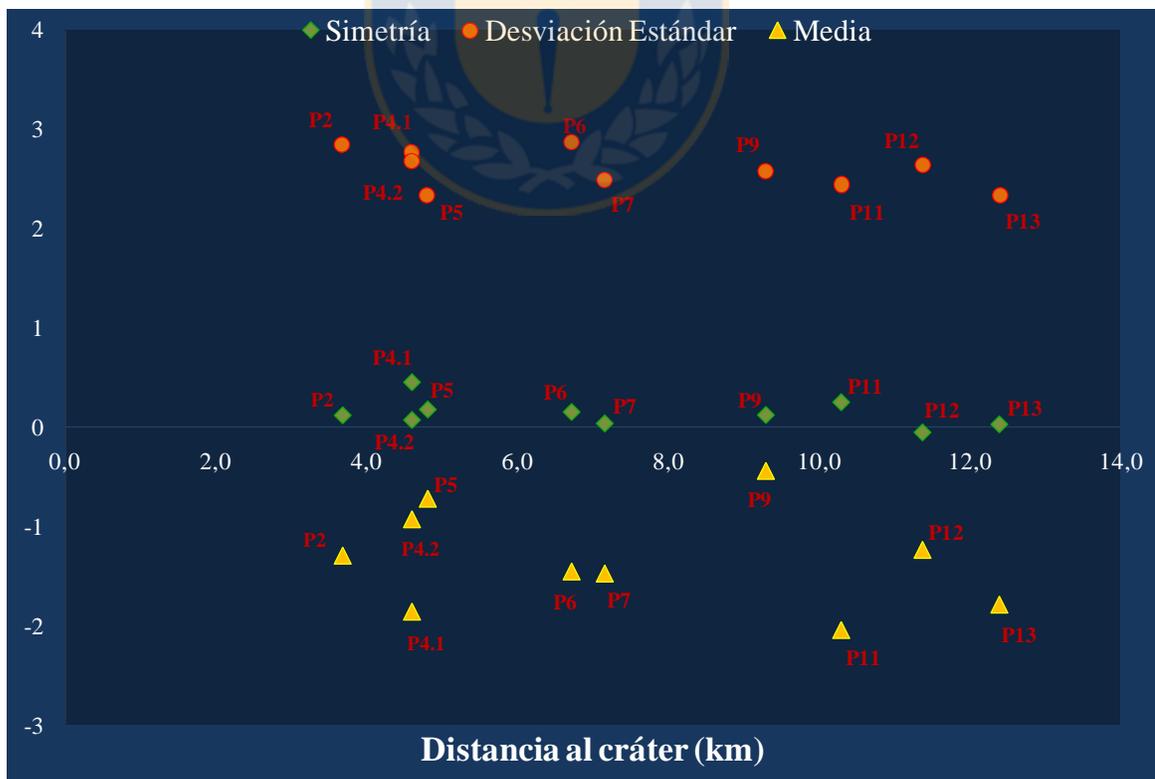


Fig. 32. Variación de los parámetros estadísticos (Desviación estándar, Media y Asimetría) con respecto a la distancia al cráter.

4.2.3. Características Generales del Depósito

El depósito sobreyace a depósitos volcánicos y volcanoclásticos de diferentes características texturales. Su forma es irregular y altamente controlada por la geomorfología del estero; variando desde lóbulos de gran extensión en sectores altos a superficies relativamente "planas" que rellenan el centro del estero.

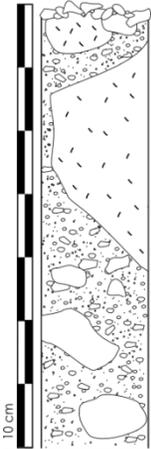
En general en el depósito hay variaciones longitudinales, que se traducen en lo siguiente:

- I. El tamaño de los grandes bloques varía gradualmente a lo largo del depósito (según la Tabla 12 y también como se esquematiza en las columnas de la Fig. 33). Son clastos angulosos a subangulosos y corresponden principalmente a lavas basálticas a andesíticas, algunas con alta vesicularidad.
- II. La matriz corresponde a arena y gravas (< 16 mm) de granos líticos muy angulosos, que también varía en proporción con respecto a la totalidad del depósito.
- III. La fábrica del depósito varía desde la zona proximal a la distal, en P1 por ejemplo, no hay estructuras como sí las hay en P12 o P13 donde se ven niveles mejor seleccionados, o una débil laminación (zona cercana a P10, Fig. 37).
- IV. El espesor del depósito aumenta gradualmente hacia las cotas menores, a pesar de que hay sectores en los que no hay depositación.
- V. El depósito se constituye principalmente de clastos de lava y volcanoclásticos, sin embargo, hacia la zona más distal, se incorporan sedimentos de la ladera y vegetación.

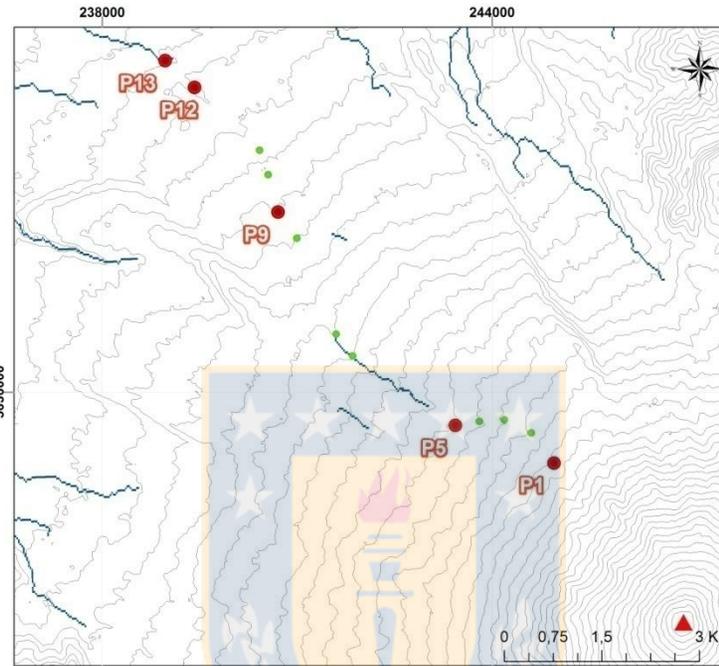
En cuanto a las variaciones laterales, se tiene lo siguiente:

- I. Mayor espesor en las zonas altas que en el centro del estero, y menor proporción de bloques.
- II. Acumulación de bloques de mayor tamaño hacia los bordes del estero (levées).

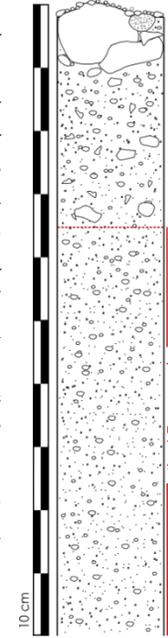
P1



Columna sobre lavas (centro del estero); depósito masivo sin gradación ni estratificación, facies de flujo de detritos con 20% de bloques (25-290 cm) insertos en una matriz de grava gruesa +arena. Los clastos son angulares a subangulares y corresponden a basaltos vesiculares y escoria en su mayoría. El tamaño promedio de los bloques es ~60 cm, y se encuentran, en gran medida en superficie.

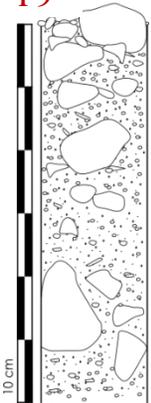


P5



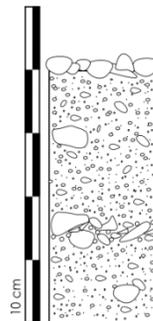
Sección lateral sobre lavas, se desconoce la profundidad del contacto. El depósito se conforma de clastos de lava basáltica y escoria, es clasto-soportado con ~40% de bloques ubicados hacia la superficie (en superficie y algunos imbricados), son angulares a subangulares. La matriz se conforma de grava muy fina a media y arena. El tamaño máximo de los bloques es ~44 cm y el tamaño promedio ~15 cm.

P9



Depósito masivo, clasto-soportado, con ~65% de gravas muy gruesas y bloques, dispuestos principalmente hacia superficie. Estos son angulares a subangulares, y el tamaño máximo es ~70 cm, el tamaño promedio: 20 cm.

P12



Depósito clasto-soportado, con clastos subangulares a subredondeados (bloques ~35%, ubicados preferencialmente en superficie, sin embargo se distinguen niveles con bloques de tamaño promedio ~13 cm).

Nivel formando terraza, sobre impuesto a la vegetación (la que se encuentra direccionada).

El depósito es clasto-soportado, con ~40% de bloques, los que junto a las gravas son subangulosos a subredondeados. Hay niveles que concentran gravas de mayor tamaño y hacia la superficie se encuentra la mayor cantidad de bloques.

P13

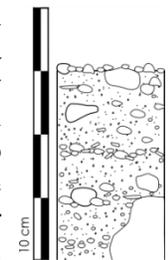


Fig. 33. Columnas levantadas en los puntos resaltados en rojo en el mapa, los otros puntos se siguen mostrando en verde.

Tabla 12. Resumen de las dimensiones de los clastos (tamaño bloque) a distintas distancias del cráter. Las medidas corresponden a los tres ejes mayores.

Distancia al cráter (km)	Dimensiones (cm)	Dimensiones (cm)	Volumen Bloques Tamaño Máximo/ Otras Características
	Bloques tamaño máximo	Bloques tamaño medio	
3.2	220 x 340 x 287	54 x 42 x 35	11,23 m³ . Lavas basálticas vesiculares, angulosas.
3.6	140 x 130 x 35	-	0,33 m³ . Bloque inserto en la ladera norte del estero.
4.6	110 x 94 x 80	45 x 39 x 35	0,43 m³ . Clastos angulosos a subangulosos, principalmente lavas (α , β) y escoria.
5.0	100 x 95 x 47	27 x 22 x 150	0,23 m³ .
6.2	63 x 56 x 39	34 x 23 x 16	0,07 m³ . Clastos angulosos.
7.5	80 x 70 x 62	29 x 18 x 13	0,18 m³ .
9.6	76 x 67 x 22	36 x 28 x 12	0,06 m³ . Lavas (β) subangulosas.
10.6	150 x 85 x 65	53 x 34 x 30	0,42 m³ . Clastos de lavas (principalmente β), subangulosos a subredondeados.
11.7	130 x 100 x 56	20 x 15 x 12	0,38 m³ . Clastos subredondeados a subangulosos
12.2	70 x 40 x 26	23 x 13 x 9	0,04 m³ . Clastos subredondeados a subangulosos

4.2.4. Facies Identificadas

La distinción entre distintas facies dentro de un lahar están determinadas según los cambios en el flujo, evidenciados en el depósito. Sin embargo, registros que manifiesten un cambio desde un flujo piroclástico hacia un flujo más diluido no se hallan desde la zona que comenzó el estudio del depósito. Una variación importante es el aumento en la proporción de sedimentos epiclásticos corriente abajo, característica que en parte permite diferenciar entre una facies proximal y una media dentro del depósito. Sin embargo, en ambas facies, lo que predomina son flujos de detritos, dentro del área que abarca desde los 500 a 1.500 m s.n.m.

Una característica importante del depósito son los espesores centimétricos en el canal (< 30 cm, punto P1, Fig. 34[a]) que gradan a mayores potencias en las zonas más alejadas de la fuente (>130 cm desde los 4 km en adelante). Aunque la potencia del depósito no es uniforme, es notorio el aumento de los espesores a mayor distancia del cráter. Esta situación es congruente con la evolución de un flujo descrita por Vallance & Iverson (2015) (Fig. 34) donde se establecen

hidrogramas (A, B y C) en distintos puntos de un valle y con ello se esquematiza el perfil de los depósitos que deja el lahar, que gradan desde depósitos de bajos espesores y pequeña granulometría a depósitos de mayores espesores y mayor granulometría.

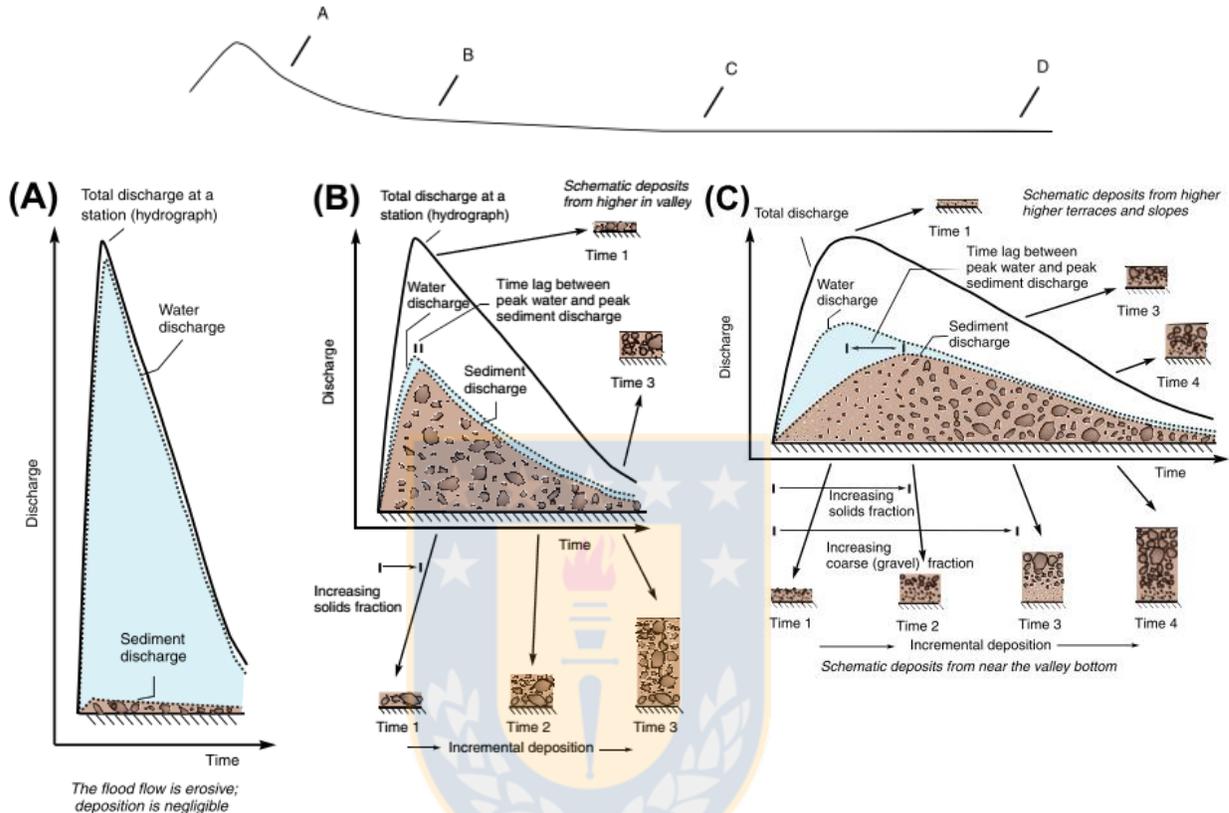


Fig. 34. Hidrogramas esquemáticos de la evolución de un lahar; desde flujos ricos en agua y la posterior incorporación de sedimentos que tornan hacia flujos hiperconcentrados y/o flujos de detritos. Tomado de Vallance & Iverson (2015).

4.2.4.1. Facies Proximal

Se extiende desde los 1.630 a 1.170 m s.n.m. (en distancia, de los 2.5 a 5.4 km del cráter), el depósito es masivo de muy mala selección; al inicio (sobre los 1.400 m s.n.m.) los detritos dentro del estero consisten en grava, arena \pm finos con bloques aislados dentro del canal, estas gravas forman una cobertura de pocos centímetros sobre los depósitos antiguos (Fig. 35[a]). Sobre la colada de lava central (Fig. 35[b]) la potencia es de \sim 1 m; se concentran gravas y bloques de mayor tamaño que en el cauce (se pueden revisar los tamaños de los bloques en la tabla 12, específicamente a 3.2 km del cráter). En su mayoría los bloques se encuentran sobre la superficie del depósito, una menor proporción de ellos está inserto en la matriz.

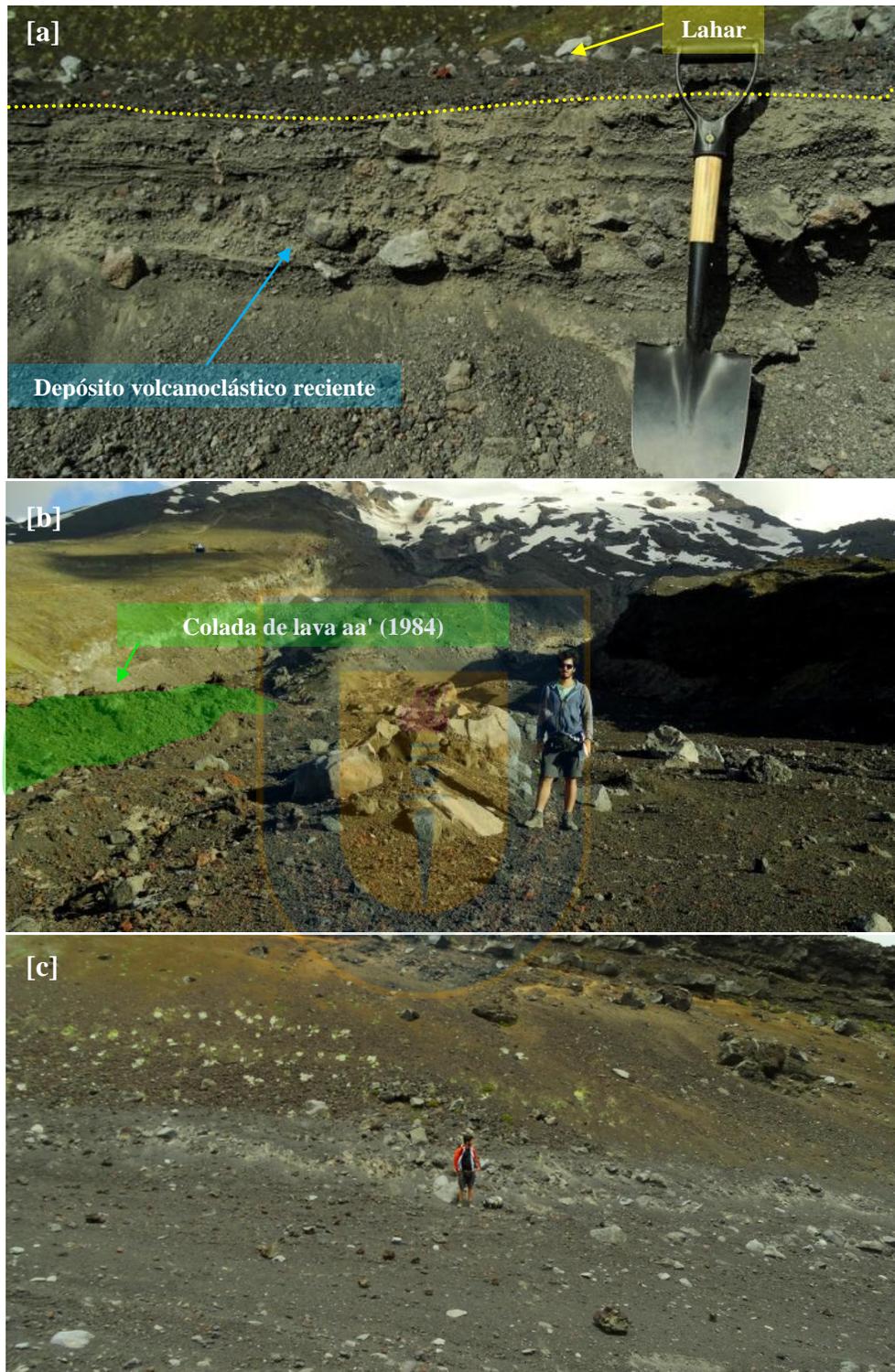


Fig. 35. [a] Espesor de 30 cm al inicio de la facies proximal (cercano a P1), correspondiente al pulso norte, específicamente en el canal, sobre depósitos recientes. La línea segmentada amarilla indica el contacto hacia la base con los depósitos volcánico-clásticos. [b] Depósito sobre las coladas de lava de 1984 (borde de lava indicado en verde). Se distingue una mayor potencia del depósito y la presencia de grandes bloques aislados dispuestos en superficie (Escala 1.7 m). [c] Facies Proximal, zona aledaña a la colada de lava, correspondiente al pulso sur.

Cabe mencionar que en esta zona del lahar se encuentra el tamaño máximo para bloques (220 x 340 x 287 cm), que se disponen de manera aislada en el depósito, en tanto que hacia los bordes se distinguen bloques (tamaño promedio: 54 x 42 x 35 cm) subangulosos, con su eje mayor orientado en 45° con respecto a la dirección del estero, apuntado hacia la ladera. Aunque la proporción de los bloques en este sector no es alta, es notoria la acumulación de bloques hacia esa zona, formando levées.

La matriz de las muestras tamizadas (P2, P4.1, P4.2 y P5) dan cuenta de un depósito bimodal y trimodal (Tabla 11), con dominio en el rango de -4 a -2 y -0,5 phi, indicando mayor proporción de grava media a muy fina y arena, además de cantidades menores de sedimentos finos (Tabla 8).

Aunando la información contenida en las columnas P1 y P5 con los análisis granulométricos y lo visto en terreno, se identifica la facies proximal como matriz soportado; un depósito donde los sedimentos tamaño grava media a arena dominan por sobre la grava gruesa y bloques (relación % vol. en Tabla 8, de P2 y P4.1). Aunque lo detallado en P4.2 y P5 expone una mayor proporción de clastos que de matriz, se consideran puntos dentro de la facies proximal debido a que otras características como una menor proporción de grandes bloques dentro del depósito continúan conservándose.

Los resultados granulométricos no son concluyentes por sí solos para distinguir entre facies proximal y media, ya que como se puede ver, hay semejanzas en los porcentajes entre muestras muy distales entre sí (como lo son P2 y P4.1 con P6 y P11). Las sutiles diferencias arrojadas entre P4.1 y P4.2 evidencian algunos de los cambios laterales dentro del lahar, específicamente en los bordes (P4.1) donde se cubren zonas elevadas; hay mayor cantidad de gravas medias en la matriz. Además de esto, cabe mencionar que en P4.1 prácticamente no hay bloques en la superficie, sólo grava (muy gruesa, considerada dentro de la fracción de clastos), y que abajo, en el canal (P4.2) está prácticamente la totalidad de los bloques descritos para ese sector.

Otro rasgo importante a destacar es que en esta facies se encuentran las tres marcas de super-elevación del flujo en las laderas (a 3, 4.5 y 5 km del cráter), ya sea por impacto directo en la pared o por la inercia del flujo.

4.2.4.2. Facies Media

Corriente abajo, luego de P5, a los 5.4 km del cráter, y hasta los 13 km ocurre un aumento progresivo de la proporción de bloques en la porción central del lahar, aunque el tamaño máximo de estos disminuye (≤ 150 cm). El rango de tamaños es más acotado (>50 % de bloques entre 30-50 cm), de manera que el depósito tiene un aspecto un tanto más "homogéneo" a simple vista. La distribución granulométrica de la matriz es trimodal con dominio de grava media y arena (-4, -2, -0,5 y 0,5 en escala de phi), y su razón con respecto a los bloques varía según cada sector (Tabla 8). El depósito continúa siendo masivo pero ahora torna a una fábrica clasto-soportado, con gran proporción de gravas gruesas a bloques, de menor angulosidad que aquellos que se hallan en la facies proximal.

Otra característica importante es el aumento de la potencia del depósito, tanto en bordes como en la parte central del estero. En efecto, en la Fig. 36[d] se puede observar el espesor del depósito de la zona de inundación sobre terrazas, que cuentan en general con menor proporción de bloques, pero contienen aquellos de mayor tamaño (~1,5 m), además de un mayor porcentaje de gravas y sedimentos finos. Aquí, los espesores son centimétricos y de igual manera que en los depósitos centrales, concentran la mayor cantidad de bloques y gravas de mayor tamaño hacia el techo.

Los bordes del depósito están muy marcados por levées (Fig. 36[a]), que a lo largo del estero agrupan mayor cantidad de bloques y poseen mayor continuidad longitudinal, a pesar de los obstáculos y altos topográficos. Al igual que en los bloques que se encuentran aislados en la parte central, aquellos que constituyen los levées tienen menor angulosidad que los que se encuentran en la facies proximal, y de igual forma corresponden a lavas (principalmente basálticas). También hay zonas donde no se forman levées y en vez de ello se manifiesta la remoción de sedimentos desde escarpes. Se incorpora material de las laderas, como por ejemplo, clastos de la Ignimbrita Pucón, dispersos en mayor medida en las zonas aledañas a las curvas del estero.

En algunos sectores, específicamente en alrededores al punto P10 (700 m s.n.m.), se visualizó el desarrollo de una débil laminación, además de gradación normal a inversa (pequeña escala) dentro del depósito de canal (Fig. 37).

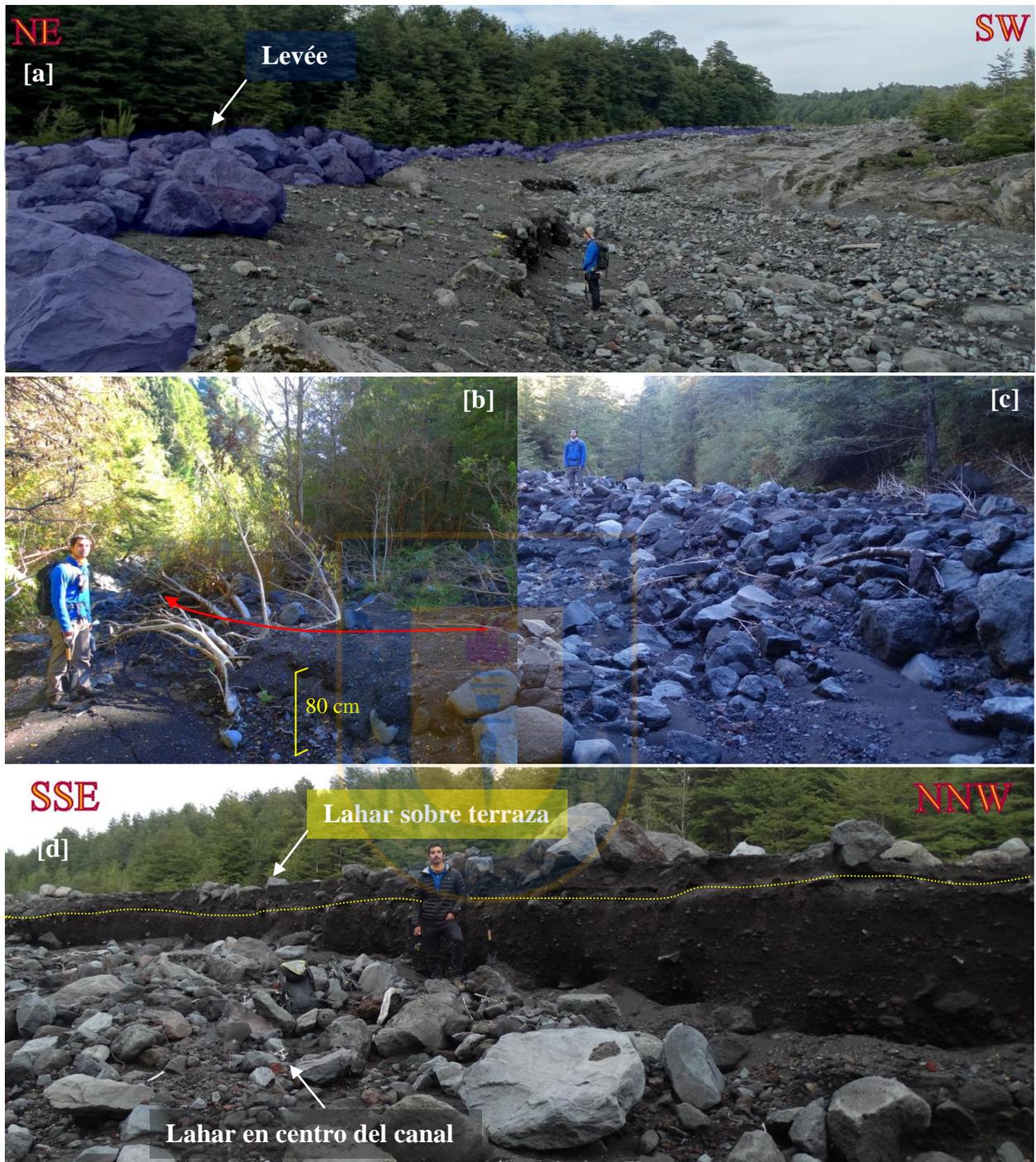


Fig. 36. [a] Al costado izquierdo la formación de un levée (resaltado en azul) sobre un nivel de terraza, se aprecia también el contraste en la proporción de bloques y gravas en los depósitos de canal y de inundación. [b] Depósito lateral de la facies media (a 12,4 km del cráter), donde predomina arena y grava fina con bloques redondeados insertos. Con la flecha roja se indica la dirección del flujo, evidenciada también por la vegetación. [c] Parte del depósito correspondiente a la facies media (a 11,5 km del cráter), ubicado al pie de un quiebre topográfico, donde se acumula una gran proporción de bloques producto de la pérdida de energía del flujo. [d] Depósito sobre terraza fluvial dentro de la facies media (a 10,2 km del cráter) donde se identifica la base del lahar (delimitada por línea punteada en amarillo) la potencia en esa zona varía entre 13 a 35 cm.



Fig. 37. Laminación en el depósito de canal de la fase proximal. A la izquierda, se distingue además, la variación en la textura del depósito hacia el techo. A la derecha se muestra la gradación normal a inversa en el depósito de canal.

4.2.5. Características de deposición

Los detalles descritos para la fase proximal y media dan luces de las cualidades del flujo lahárico del Estero Correntoso. El depósito en sí, es sumamente irregular, tanto en potencia como en sus características que alternan entre zonas sin depositación a zonas altas inundadas, o también sectores donde el desprendimiento de bloques angulosos desde una colada de lava en el borde del estero no se removilizaron y se conservaron en las zonas aledañas.

Tanto las variaciones longitudinales como laterales son debidas principalmente a las morfologías del sustrato, pues por ejemplo, el contraste en P1 entre la cobertura centimétrica sobre el lecho y el nivel sobre las lavas que se encuentran al centro del estero (columna P1, Fig. 33), es causa directa de que las lavas representan un alto topográfico, y por lo tanto el flujo hasta allí direccionado pierde energía y se acumula progresivamente en este sector. Por otra parte, hacia los bordes del canal y en las zonas de inundación la proporción de bloques es notoriamente menor (Fig. 38) y en el centro (o también los sectores más bajos dentro del canal) se acumula la mayor parte de los boques y gravas más gruesas. En tanto que las variaciones longitudinales son notorias luego de pequeños acantilados (donde se acumula mayor cantidad de sedimentos en la zona de caída), también en zonas de curva donde hay mayor grado de sedimentación (borde interno). En efecto, los segmentos más rectos y de un mismo nivel (en términos topográficos) son los que presentan mayor homogeneidad en el depósito, tanto en la facies proximal como en la media.

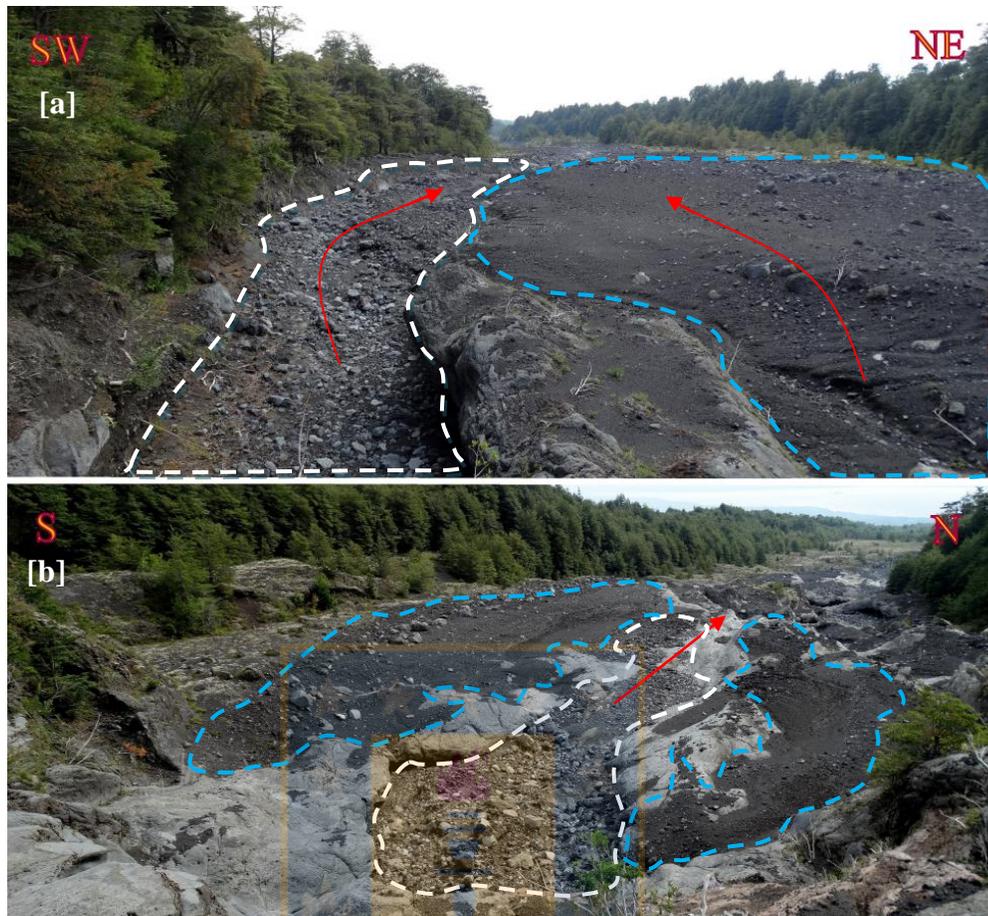


Fig. 38. Fotografías a 9 [a] y 7 [b] km del cráter. En flechas rojas se indica la dirección del flujo. En [a] y [b] se evidencia el contraste entre la porción central (delineado en celeste) y lateral (delineado en blanco) de dos zonas del lahar, donde se manifiesta el cambio lateral producto principalmente de diferencias granulométricas.

Como se muestra en las columnas de la Fig. 33, hacia la fase media el depósito "pierde" (en cierta medida) las características masivas identificadas al comienzo en la fase proximal, ya que exhibe algunos niveles mejor seleccionados. Aún así, un rasgo notorio y continuo a lo largo del depósito corresponde a la disposición de las gravas de mayor tamaño y bloques en la superficie del lahar, sustentados por la matriz de arena y grava.

4.2.6. Dinámica del Flujo

A partir de las observaciones del depósito del lahar, y el análisis de imágenes satelitales, es posible esbozar el avance del lahar a través del cauce del Estero Correntoso, además de precisar procesos puntuales en algunos sectores.

Como características generales, el depósito corresponde a un lahar dominado por flujos de detritos (desde la facies media), con alta carga de sedimentos tamaño grava gruesa a muy gruesa y bloques de gran tamaño; carga que aumenta corriente abajo con la incorporación de sedimentos (*bulking*) provenientes de depósitos recientes no consolidados y clastos aislados ubicados en el cauce del estero. En relación a esto, y a partir del estudio de las características de la erupción, en conjunto con el análisis de imágenes satelitales de *Google Earth* anteriores y posteriores a la erupción (de zonas por sobre los 1.800 m s.n.m.) es posible establecer que la carga de sedimentos inicial corresponde a los flujos piroclásticos y material incandescente que escurrió a través de la ladera NW, ya que los rasgos topográficos permanecen prácticamente invariables y pareciera no haber morrenas glaciares u otra fuente de sedimentos que contribuyan significativamente a la formación del lahar. Esto es concordante con el hecho de que los espesores al inicio del depósito son centimétricos (< 30 cm) y hacia las fases más distales los espesores aumentan (espesores mínimos de canal 1,3 m). Más aún, considerando las características del depósito, donde el flujo inunda terrazas con desniveles de >9 m (cota de 800 m s.n.m.), es evidente que el proceso de *bulking* ha incorporado una cantidad suficiente de material para aumentar el caudal del lahar, en conjunto de la capacidad de carga. No obstante, preferencialmente el flujo se desplaza por las zonas más bajas del cauce, aquellas acanaladas, donde no necesariamente se encuentran los depósitos de mayor potencia.

El estero tiene un patrón rectilíneo hacia el NW, pero en detalle presenta sinuosidades y morfologías que representan zonas de obstáculos para el avance del lahar. En las laderas del Estero Correntoso, entre los 1.200 y 1.300 m s.n.m., hay evidencias (dos) de marcas de flujo, que superan ~ 4 veces el espesor de los depósitos en las zonas aledañas respectivas, las que se validan con la vegetación adyacente que indica el paso de un flujo aguas abajo. Ambas se diferencian en la presencia de bloques incrustados en la ladera, surcos en las terrazas adyacentes y la altura de las marcas en sí. Esto, pareciera ser causa directa del ángulo con el que impacta el flujo, dejando en evidencia además, una prevalencia de procesos erosivos en las zonas donde la llegada del lahar es con un menor ángulo (con respecto a la ladera), en tanto que en las zonas donde el ángulo es mayor (cercano a la perpendicular) el flujo tiene menor capacidad erosiva, dejando incluso clastos insertos en la ladera (Fig. 39).



Fig. 39. Punto P5, a 5 km del cráter, ladera sur del estero. Se encuentra una gran cantidad de bloques en la pared hacia su base. La línea punteada en amarillo delimita el alcance superior que tuvo el flujo en esta zona.

En base al registro de imágenes satelitales, se pudo determinar que las condiciones del sustrato (pre-eruptivas) difieren a lo largo del cauce del estero; hacia las cotas más elevadas (sobre los 1.180 m s.n.m.) predominan coladas de lava andesíticas tipo aa' y hacia las cotas menores el cauce presenta depósitos volcanoclásticos recientes. Posterior a la erupción, el sustrato de las cotas menores corresponde a coladas de lava con remanentes menores del depósito de lahar actual. Según esto, es posible acotar la zona donde el proceso de remoción e incorporación de sedimentos o *bulking* tiene mayor relevancia (Fig. 40).



Fig. 40. Imágenes satelitales de las condiciones pre y post-lahar en el cauce del estero ([a] cota ~ 800 m s.n.m., [b] cota ~ 1.100 m s.n.m.).

Una característica notoria en el depósito, es la conservación de las morfologías subyacentes y/o los límites de las coladas de lava. Esto, podría ser un indicador de: (1) un

volumen bajo de flujo, donde los depósitos desde la facies proximal a la media tienen bajas potencias, (2) un predominio del desplazamiento del flujo corriente abajo, donde hay una mayor depositación. Con respecto a esto último, la alta tasa de clastos $> 1 \text{ mm}$ (0ϕ) posibilita el avance de los bloques hacia el frente del flujo, lo que ayuda a comprender también el hecho de que hacia el fin de la fase proximal e inicio de la fase media aumente considerablemente la razón de bloques dentro del depósito.

La base del depósito se observa en sectores acotados a lo largo del lahar; sólo cerca de los 700 m s.n.m. hay registro de un flujo hiperconcentrado (capas con laminación y gradación normal a inversa), hacia las cotas mayores el registro se inicia con depósitos de flujos de detritos (aunque matriz-soportado). Considerando las condiciones fluviales del estero (cauce seco) al momento de la descarga del material eruptivo, es probable que el proceso de dilución del flujo (por incorporación de agua) inicial no haya ocurrido, y en lugar de esto, se haya "diluido" por pérdida de material, a causa de una menor capacidad de carga. El abrupto cambio a flujo de detritos hacia el techo, podría indicar la generación de pulsos distintos del lahar, antes que un único pulso con un evolución progresiva corriente abajo desde flujo hiperconcentrado a flujo de detritos.

Las características del depósito, independiente de las variaciones laterales, indican un flujo no cohesivo, con alta carga de sedimentos (tamaño arena a grava) que permiten el transporte en suspensión de los bloques y megabloques, antes que sedimentación por gravitación. Además, los pocos registros de zonas erosionadas (en escarpes o laderas) es también coherente con un flujo más rico en sedimentos. Sin embargo, las variaciones registradas a lo largo del depósito indican cambios en el régimen del flujo, que incluyen un aumento o disminución en la carga de sedimentos, según los procesos de *bulking* y sedimentación. Conforme esto ocurre, varía también la capacidad erosiva del flujo (siendo mayor en los flujos más diluidos), la que se manifiesta con claridad en sectores muy acotados dentro del estero.

4.3. OBTENCIÓN DE PARÁMETROS CINEMÁTICOS

4.3.1. Velocidad

A continuación se describe la aplicación del método de super-elevación en el sitio P3 ubicado a 4 km del cráter (Fig. 41). Si bien hay otros sitios donde se registran marcas de gran

altura, como por ejemplo P5 (Fig. 41), únicamente P3 corresponde a una zona curva donde todo el flujo sigue una misma trayectoria y se eleva sobre el borde externo del valle.



Fig. 41. Mapa de ubicación de las curvas correspondientes a los sitios P3 y P5.

En la zona más proximal del depósito (P2, ~1.660 m s.n.m.) hay evidencias de la separación del flujo en dos pulsos a partir de un alto topográfico correspondiente a coladas de lava andesíticas tipo aa' de la erupción de 1984-1985. Luego de recorrer aproximadamente 600 m, los pulsos se vuelven a unir formando sólo un pulso. Antes de que esto ocurra, el pulso que se dirige por el sur, impacta directamente la ladera norte, con un ángulo cercano a los 90°, lo que se verifica por el registro erosivo y la inserción de bloques cercanos a los 1,5 m (Fig. 42[a]), además del registro satelital. En P5 (Fig. 42[b]) la altura que deja el flujo en la ladera alcanza los 13,5 m. Sin embargo, la trayectoria que trae el flujo con respecto a la ladera (~100°) y la gran cantidad de bloques que se encuentran insertos en la ladera, son características que indican que el flujo impactó la ladera en vez de sobre elevarse sobre ella.

Lo anterior resulta sumamente importante, pues posibilita estimar la velocidad mediante un balance entre la energía cinética que viene con el pulso y la energía potencial en el momento en que impacta la ladera.

Esto se consigue según:

$$\frac{1}{2}mv^2 = mgh$$

$$v = \sqrt{2gh}$$

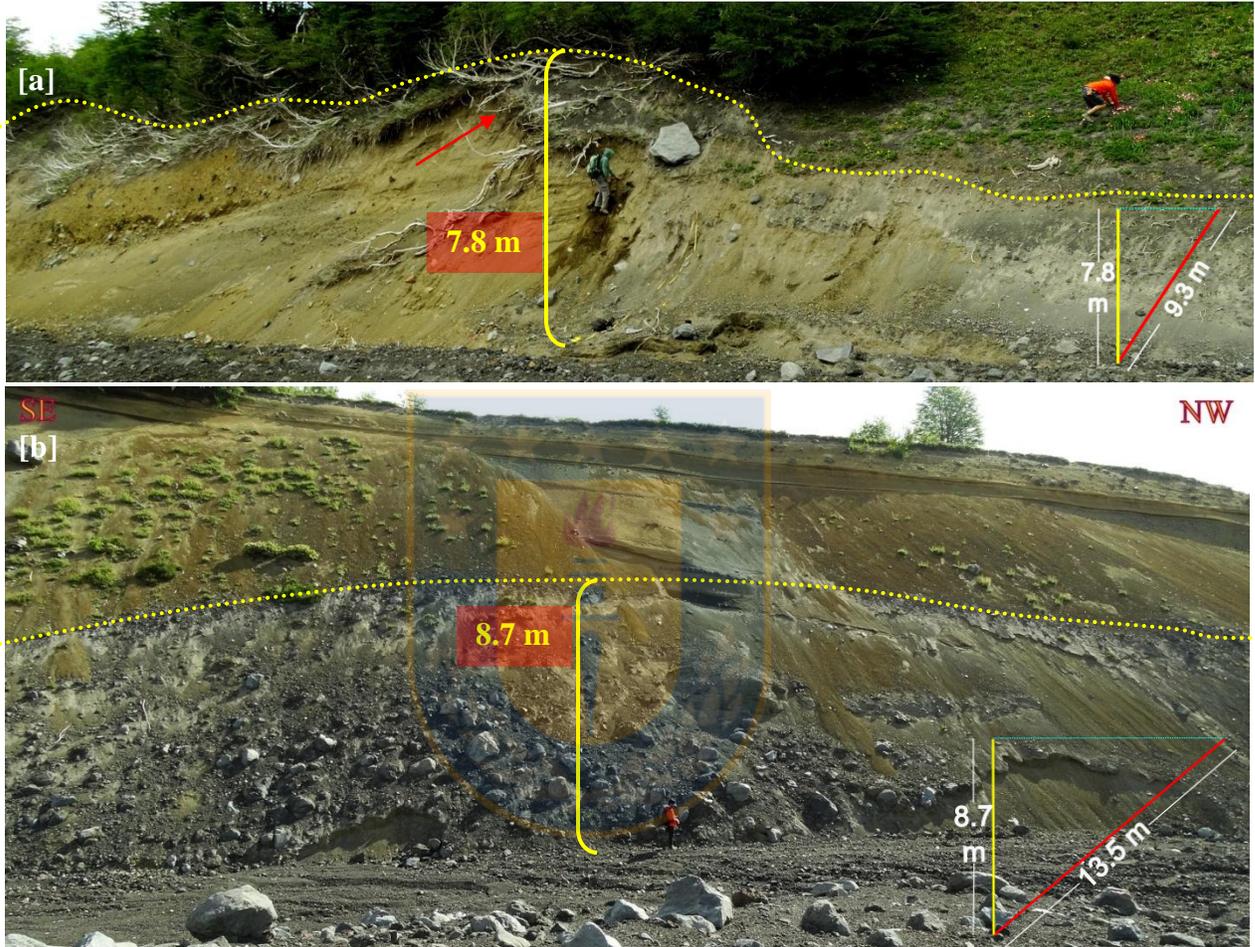


Fig. 42. [a] Zona donde se unen los pulsos (**P2**); la línea punteada en amarillo indica el límite superior del pulso que va por el norte, y la flecha en rojo indica la zona donde es más evidente la erosión que provoca el impacto del pulso que va por el sur. [b] Zona de curvatura correspondiente a **P5**. La línea amarilla punteada indica el límite superior de la marca del paso del lahar. Se distingue además la alta proporción de bloques de gran tamaño incrustados en la ladera en la porción baja a media del registro.

Como se ve en las imágenes, ambos sitios tienen semejanzas que sólo difieren en la cantidad de clastos que se encuentran en la ladera. Para el cálculo de la velocidad, se determinó la altura mediante relaciones trigonométricas, pues se midió la altura directamente sobre la ladera y la pendiente de la misma (en cada caso se encuentra especificado en la Fig. 42). Las velocidades obtenidas para P2 y P5 se encuentran en la Tabla 13.

Tabla 13. Resultado de velocidades en P2 y P5 mediante el método de balance de energía potencial y cinética.

	P2	P5
h (m)	7.8	8.7
$\sqrt{2gh}$	$\sqrt{2 * 9.8 * 7.8}$	$\sqrt{2 * 9.8 * 8.7}$
v (m/s)	12.36	13.05

4.3.1.1. Radio de Curvatura (Rc) y Cálculo de Velocidad

De acuerdo a lo ya expuesto en la sección 4.1.4., el parámetro con mayores inexactitudes asociadas es el radio de curvatura -Rc-, y aunque en cada sitio este fue medido en terreno, se determinó con mayor exactitud mediante imágenes de *Google Earth* a escalas entre 1:1.500 a 1:3.900. Luego de la delimitación de los bordes del flujo y la consiguiente definición la línea central del mismo, se evaluó el valor de este parámetro según dos métodos:

- I. Con la superposición de circunferencias tangentes a tres puntos equidistantes sobre la línea central del depósito, con lo que también es posible evaluar cómo varía -Rc- según la longitud de la curva que sea considerada (Prochaska, 2008) (Fig. 43a).

Aunque el radio de curvatura debe ser medido en el punto de super-elevación, la técnica de superposición de circunferencias no puede ser usada para definir el radio en un único punto. En lugar de esto, se estima la variación de -Rc- examinando distintas longitudes de la curvatura (Prochaska, 2008).

- II. Se establecieron secciones perpendiculares a la dirección de avance del lahar, cuya proyección y consiguiente intersección (Fig. 43b) define el punto central a partir del cual se considera -Rc- hasta el centro del depósito.

Para ambos métodos, es fundamental definir la línea central del lahar, para lo cual es necesario establecer el ancho del flujo; que varía cubriendo la totalidad del cauce del estero y también menores extensiones, donde el lahar está delimitado por coladas de lava que se encuentran en los bordes del cauce.

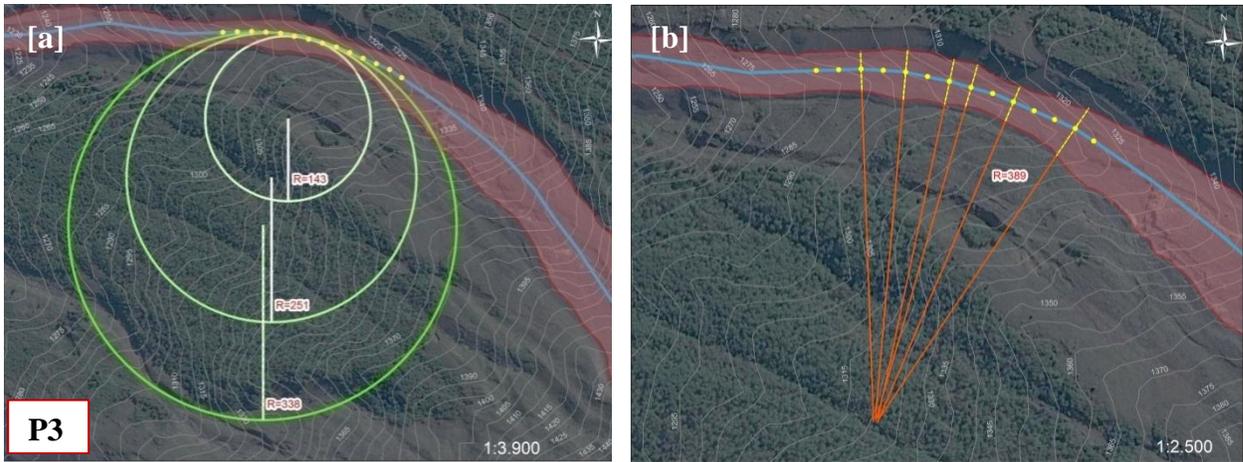


Fig. 43. [a] Método de circunferencias aplicado en el sitio P3, con puntos equidistantes a 25, 50 y 75 m. Los respectivos radios obtenidos son 143, 251 y 338 m. [b] En amarillo se representan las secciones perpendiculares a la dirección de avance del flujo; la proyección de estas secciones corresponde a las líneas naranjas, cuya intersección hacia el punto central da un radio de 369 m.

Como ya se mencionó, el método tiene una serie de imprecisiones que dificultan una aproximación certera de la velocidad. Una de ellas es la altura de super-elevación (Δh); como no se puede saber en qué momento del paso del lahar o a qué pulso corresponde la marca de super-elevación, se optó por considerar dos Δh correspondientes a: (1) el techo del depósito en el borde interno del canal y la marca de máxima altura en el borde externo del canal, (2) la base del depósito y la marca de super-elevación. Ambas situaciones están esquematizadas (Fig. 44) según el perfil de P3.

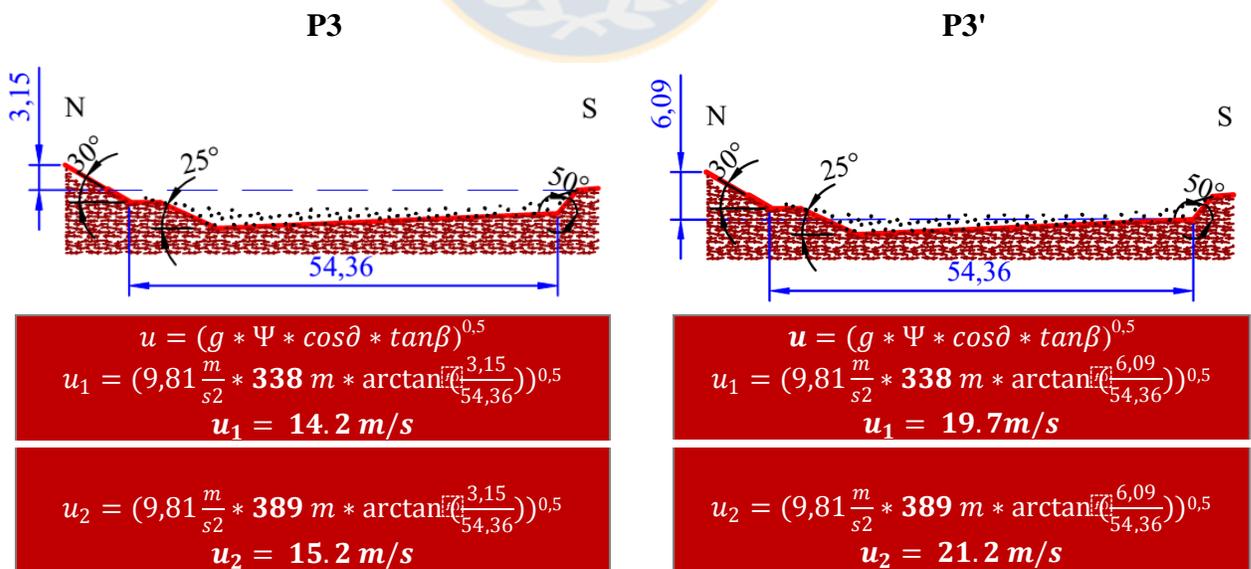


Fig. 44. Perfiles esquemáticos del estero en los sitios P3. En azul se destacan las medidas de Δh y W . Las líneas segmentadas en azul indican el nivel sobre el que se establece Δh según los depósitos y/o levées. El esquema de P3' corresponde a Δh desde la base del depósito.

Como queda de manifiesto, la variación en los valores de $-R_c$ y Δh influye en el cálculo de la velocidad resultando variaciones del 55%. Es por esto que se consideraron los radios de curvatura mediante los dos métodos y los Δh desde la base y techo del depósito para aproximar en mejor medida la velocidad del flujo. Los resultados se resumen en la Tabla 14.

Observaciones:

- El procedimiento para la toma de datos fue mediante medición directa y relaciones trigonométricas.
- Los cálculos están sujetos a un porcentaje de error inherente a la toma de mediciones en terreno. Sin embargo estas han sido contrastadas con imágenes satelitales y perfiles de elevación para intentar minimizar el error asociado.
- La pendiente del canal ha sido un factor que se ha obviado, pues el valor es $< 10^\circ$, siendo el $\cos(\theta) \sim 1$.

Para determinar u' (velocidad considerando cotas más bajas del flujo, hacia el contacto con el sustrato) se consideraron los espesores mínimos obtenidos en terreno, ya que se desconoce el contacto con las lavas del sustrato. De acuerdo a los resultados, se obtiene un rango de 9 a 21 m/s para la velocidad mínima del flujo.

Tabla 14. Resumen de las velocidades obtenidas en P3; v_1 corresponde a Δh desde el techo del depósito y v_2 a Δh desde la base del depósito.

P3	
Rc (circunferencias)	338
v1 (m/s)	14,2
v2 (m/s)	19,7
Rc (secciones)	389
v1 (m/s)	15,2
v2 (m/s)	21,2

4.3.2. Caudal

El cálculo del caudal del flujo se realizó multiplicando el área de secciones transversales al estero con las velocidades ya obtenidas. Se utilizaron las mismas secciones donde se evaluó el método de super-elevación y balance de energía (P3 y P5 respectivamente), considerando el área involucrada cuando el flujo alcanzó la marca de máxima altura (Fig. 45). Además, se realizaron otros perfiles (P8, P9 y P10, Fig. 46) ubicados en zonas más alejadas que P3 y P5, y se utilizaron las velocidades mínimas y máximas obtenidas.

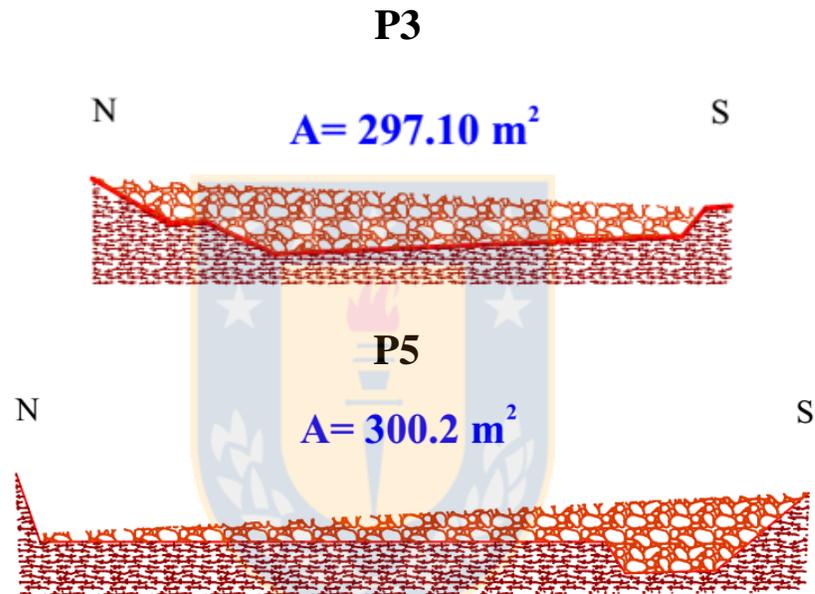


Fig. 45. Esquemas de las secciones P3 y P5 que indican el área (en naranja) que habría abarcado el lahar en las secciones curvas.

A pesar de que los sectores donde se levantaron las secciones P8, P9 y P10 son lugares donde se puede delimitar bien los bordes que contienen al flujo, el caudal calculado corresponde a un valor mínimo, ya que sólo en la sección P10 fue posible observar el límite inferior del depósito sobre el estero.

Como se observa en las Fig. 46a y 46c, el depósito no se limita a las zonas acanaladas, sino que también se extiende por sobre los niveles de terraza, de manera que se incluye esta área dentro del área de la sección (P10), para aproximar de mejor forma el caudal del flujo. Sin embargo, la variación corresponde sólo a $30 \text{ m}^3/\text{s}$.

En la tabla 15 se muestran los caudales obtenidos en cada sección, con las variaciones respectivas según las velocidades de P2, P3 y P5.

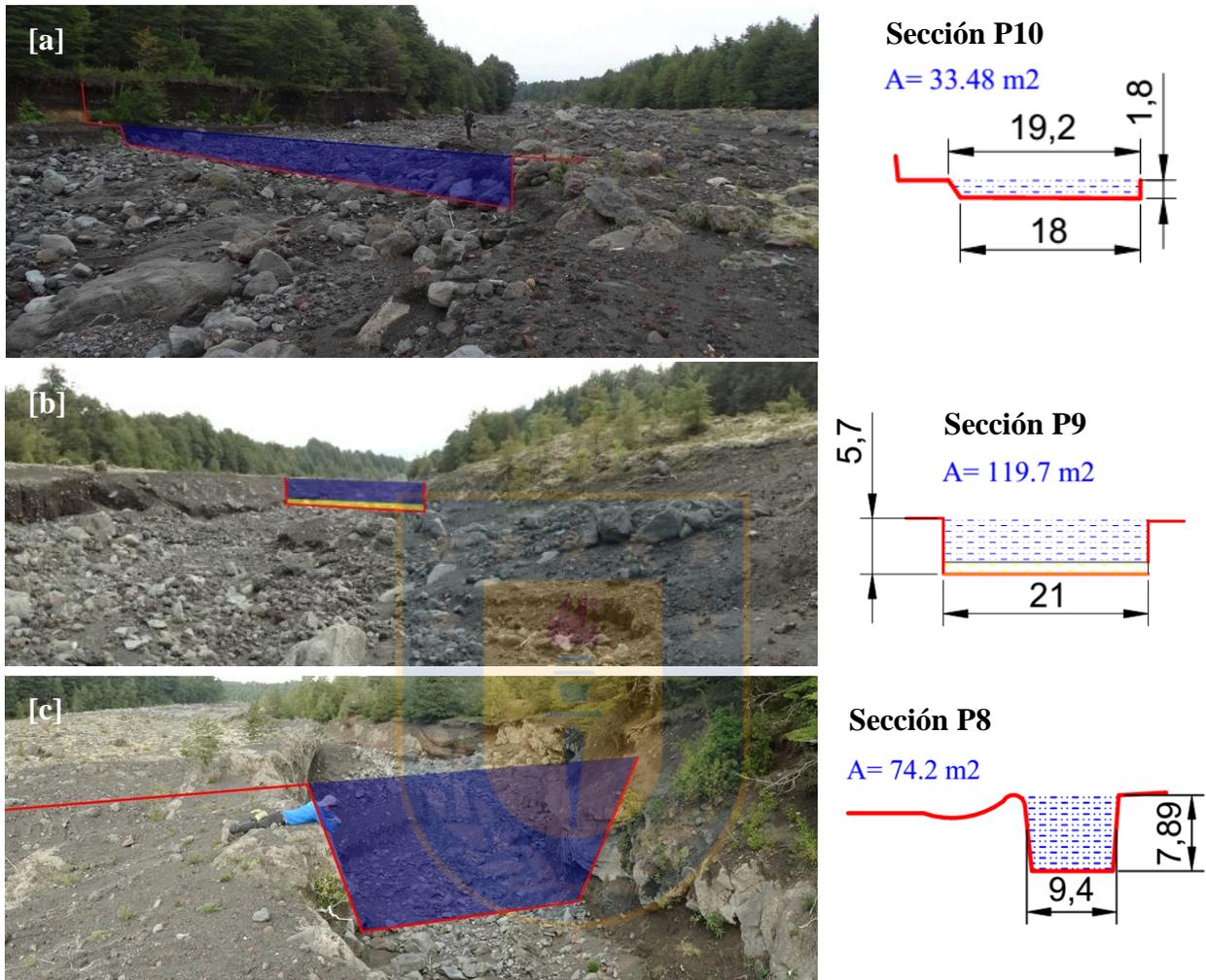


Fig. 46. Esquemas de las secciones establecidas en los sitios P8, P9 y P10.

Tabla 15. Resumen de los caudales calculados.

Sección	Área (m ²)	Caudal (m ³ /s)			
		V _{máx_P3} (20.45 m/s)	V _{mín_P3} (14.7 m/s)	V _{P2} (12.36 m/s)	V _{P5} (13.05 m/s)
P3	297.10	6.075,7	4.367,4	3.672,2	3.877,2
P5	300.2	6.139,1	4.412,9	3.710,5	3.917,6
P8	74.2	1.517,4	1.090,7	917,1	968,3
P9	119.7	2.447,9	1.759,6	1.479,5	1.562,1
P10	33.48	648,7	492,2	413,8	436,9

5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

El trabajo llevado a cabo incluye de las aristas más relevantes en el estudio y entendimiento de los volcanes: tanto es su comportamiento (mediciones de SO₂) como en la amenaza volcánica asociada (lahares). Considerando que el volcán Villarrica es el macizo con mayor actividad y amenaza volcánica asociada, es evidente la necesidad de estudios mucho más detallados acerca de su comportamiento y actividad. En cierta forma, los objetivos planteados en este trabajo abarcan de una manera superficial las áreas de estudio, aún así representan un gran aporte a los datos e información respectiva al volcán.

5.1. EMISIONES DE SO₂

5.1.1. Calidad de Mediciones

Como primer punto, es importante mencionar que el período en que se llevaron a cabo las mediciones no es el óptimo; considerando las condiciones con las cuales se trabaja en espectrometría UV. Lo ideal habría sido realizar una mayor cantidad de mediciones en los meses de Septiembre a Enero, pero no fue posible porque ya no se contaba con el equipo para esa fecha (Desde Diciembre). La baja frecuencia de las mediciones es debida principalmente a las malas condiciones climáticas en la zona aquel año. Entonces, asumir el promedio de las travesas de un período de tiempo de 4 a 6 horas para todo un día, e incluso para otro rango de tiempo no es la situación ideal, ya que como se ve en los resultados, hay variaciones importantes incluso de una hora a otra. Pero por otra parte, hay que considerar la calidad de los datos, y con esto, la ventaja de haber utilizado un FLYSPEC para la medición de las emanaciones de dióxido de azufre, ya que este instrumento da la posibilidad de trabajar un poco más en profundidad con los datos y ajustarlos, por ejemplo, según los cambios en el ángulo del sol. Esto es muy importante, ya que en una ocasión que se realizó una medición conjunta con un mini-DOAS, las curvas de concentración eran muy diferentes (siendo mayores en el caso del mini-DOAS) luego de que en este no se realizara una calibración del instrumento; en el caso de que esto pasara con el FLYSPEC, la curva se hubiera podido ajustar gracias a la forma en que se entregan los datos (ppm m en archivo ".txt"). Además, las calibraciones que se realizan en el FLYSPEC con las celdas de calibración ajustan en mejor medida las mediciones a las condiciones climáticas *in situ*.

Resumiendo entonces, pese a contar con pocos días de medición, los resultados son confiables, obviamente con el porcentaje de error asociado a cualquier medición. Como se mencionó en el capítulo 4, la actividad sísmica y la emisión de gases son dos aspectos estrechamente relacionados, situación que se ha comprobado en varios volcanes alrededor del mundo, y para el mismo volcán Villarrica en trabajos ya citados y a grandes rasgos descritos. Sin embargo, dicha correlación no se ve expresada en los resultados de este trabajo, ya que los valores de RSAM de Noviembre son bajos ($< 0,5 \mu\text{m/s}$), incluso se puede considerar dentro de los más bajos del año 2015. Contrario a esto, el día 28 de Noviembre se obtuvieron los flujos más altos dentro de todas las mediciones realizadas. Esto pone de manifiesto el error asociado al cálculo de las emisiones, que involucran principalmente la velocidad del viento y su dirección. Si bien no es posible cuantificar la incertidumbre que representan estos últimos parámetros, realizando modificaciones al momento de calcular las emisiones que puede observar que son los factores que más influyen en el resultado final. Por otra parte, y si bien hay una concordancia entre los datos obtenidos para ese mismo día, es poco acertado sacar conclusiones más profundas en este tema, por ejemplo relacionadas a la dinámica interna del volcán, ya que hay una clara insuficiencia de datos.

5.1.2. Utilización de Datos

Conocer los flujos de SO_2 durante el proceso de desgasificación es útil y necesario para el monitoreo volcánico. Pero ahondar en los contrastes que existen entre las concentraciones de SO_2 disuelto en el magma y el SO_2 presente en la pluma es también importante. Es por esto, que se hace necesario llevar a cabo más estudios enfocados en conocer las condiciones endógenas del sistema, para así precisar por ejemplo: el estado en el que ocurre la exsolución de los volátiles, las cantidades de SO_2 disuelto en el magma pre-eruptivo, los procesos que podrían influir en cambios en la fugacidad del oxígeno y con esto cuantificar distintas especies de S, etc. Todo aquello que conduzca a un mayor entendimiento del sistema contribuirá a una mejor prevención ante nuevas crisis volcánicas. Sin ir más allá, análisis de inclusiones fluidas en fenocristales y modelos termodinámicos podrían ayudar a esto. Otra forma de tener un conocimiento más acabado sería conociendo las razones de los gases que tienen distinta solubilidad en el magma; el HCl es más soluble que el SO_2 , que a su vez es más soluble que el CO_2 . Entonces, magmas nuevos ricos en gases tendrán altas razones de SO_2/HCl y CO_2/SO_2 , mientras la progresiva desgasificación producirá una disminución en estas tasas (Stix *et al.*, 2008).

Por otra parte, considerando las condiciones tanto del penacho como las climáticas en los días de medición, es apropiado establecer relaciones entre los flujos obtenidos y las reacciones de oxidación del dióxido de azufre en la pluma volcánica (SO_2 a H_2SO_4); las reacciones a partir de las cuales esto puede ocurrir pueden ser: (1) homogéneas, (2) de fase acuosa y (3) heterogéneas. Las reacciones homogéneas se producen en la fase gaseosa, donde la alta temperatura y humedad promueve la formación del radical OH^\cdot (el que reacciona con SO_2 según: $\text{OH} + \text{SO}_2 = \text{HOSO}_2$), sin embargo, para que la reacción sea importante, la pluma debe estar lo suficientemente diluida para permitir la adecuada mezcla con el aire (Stix *et al.*, 2008); las reacciones en fase acuosa ocurren en presencia de nubes o niebla, donde el SO_2 es disuelto y concentrado en solución acuosa (como HSO_3^-), la tasa de oxidación mediante esta vía depende del tamaño de las gotas de agua y de la concentración de O_3 y H_2O_2 (Stix *et al.*, 2008); las reacciones heterogéneas tienen lugar con partículas de ceniza, ya que los gases y aerosoles se depositan en torno cada partícula de ceniza que actúa como "núcleo", que al alcanzar determinado tamaño es removido desde la pluma mediante sedimentación, sustrayendo parte del SO_2 (Stix *et al.*, 2008). Entonces: (1) según las condiciones de temperatura y humedad para cada travesa (Tabla 16) el flujo que tiene mayor probabilidades de estar afectado por reacciones de fase gaseosa (homogéneas) es el del 26-Abr, aunque según Eatought *et al.*, (1994) las tasas de conversión son de ~15%, lo que corresponde a un porcentaje menor dentro del flujo total; (2) las travesas donde hubo algo de cobertura nubosa (26-Abr, 12-Jun y 18-Jun), podrían también estar afectadas por reacciones de fase acuosa, y especialmente las variaciones del día 12-Jun podrían estar asociadas a estas (aunque los "cúmulos" observados en la salida inmediata del cráter y también en zonas ya desplazadas de la pluma, evidencian pequeñas explosiones y variaciones en la dinámica de desgasificación que pueden tener relación a las variaciones diarias registradas); (3) según las observaciones de ceniza sobre el cráter y la coloración de la pluma en los días 25-May y 18-Jun, estos flujos podrían también estar subestimados.

Tabla 16. Resumen de temperaturas y humedad atmosférica a la misma cota de la velocidad para cada travesa.

Travesa	Temperatura (°C)	Humedad (%)
26-Abr	6,8	26
25-May	-0,3	21,2
12-Jun	-0,6	5,8
18-Jun	-2,2	3,5
03-Sep	-1,6	4,4
28-Nov	-0,4	23,5

5.1.3. Volcán Villarrica Durante el 2015

En los meses posteriores a la erupción del 03 de Marzo de 2015, los reportes detallados por el OVDAS indican una persistencia de actividad LP y señales acústicas de baja energía, ligada a la dinámica de un lago de lava superficial, con explosiones a nivel del cráter (REAV, Sernageomin, 2015). En general, se caracterizó al sistema dentro de una fase inestable que podría evolucionar hacia nuevas erupciones dentro de semanas a meses. Se puede considerar entonces que la actividad no tuvo entonces cambios significativos, a pesar de una disminución paulatina de la cantidad de eventos sísmicos, y se mantuvo dentro de rangos de actividad bajos.

A diferencia de los volcanes donde se lleva un constante registro de las emisiones de SO₂ y donde también las erupciones son más recurrentes, hay tendencias que se repiten en cada sistema y gracias a esto el monitoreo de gases mediante espectroscopía UV es una herramienta clave en la prevención. Por ejemplo, en el Kilauea las variaciones en las emisiones se asocian a procesos de convección, nucleación y coalescencia de burbujas, variaciones en la tasa de ascenso del magma y/o repetidas aberturas y cierres del sistema; en el Monte Etna, los incrementos se correlacionan positivamente con los niveles del magma en el conducto central; en el Masaya se han estudiado correlaciones con cambios gravimétricos, atribuidos a la pérdida de masa desde del sistema magmático, cuyo cálculo fue el mismo obtenido para el volumen de SO₂ (Stix *et al.*, 2008).

5.1.4. Comparación con Emisiones de Otros Ambientes Tectónicos

Las concentraciones de H₂O varían de 2-6% en magmas basálticos de zonas de arco, porcentaje elevado con respecto a los MORB (0,5%) (Wallace, 2005). Debido a los fluidos (incluyendo volátiles) percolados desde la corteza oceánica alterada; el azufre reciclado en las zonas de subducción alcanza entre 900-2500 ppm (Wallace, 2005), desde concentraciones originales de 250-500 ppm (Metrick *et al.*, 1999 en Wallace, 2005). La conjugación de estos dos factores resulta factible en las zonas de arco, donde el H₂O favorece el desarrollo de un ambiente de oxidación en el magma (Wallace, 2005), y este aumento en la fugacidad del oxígeno posibilita el cambio de S²⁻ a S⁶⁺ (Carroll & Rutherford, 1987, 1988; Luhr, 1990 en Wallace, 2005). Esto, podría explicar en parte las altas tasas de emisión registradas en los volcanes de arco (continental o de isla). Sin embargo, la separación de la fase gaseosa desde el magma es un proceso mucho

más complejo y dependiente de diversos factores (temperatura, presión, solubilidad de las especies gaseosas, procesos superficiales no magmáticos, etc.), de manera que establecer con certeza la causa de las variaciones de las tasas de emisión es un objetivo pendiente de la vulcanología.

De acuerdo a las tablas de la sección 3.3, donde se exponen las emisiones para diversos volcanes también caracterizados por un continuo proceso de desgasificación, se opta por considerar estos valores dentro del rango de bajas emisiones, a pesar que en el año 2005 se haya evidenciado un aumento en la intensidad de la actividad sísmica y estromboliana.

Más allá de la actividad superficial, las caracterizaciones que se han hecho al sistema magmático del Stromboli y recientemente al Villarrica en estudios de Aiuppa *et al.*, (2010), Aiuppa *et al.*, (2017) a partir del trabajo con MultiGAS y análisis de inclusiones fluidas, ponen en evidencia lo siguiente:

- I. En el Stromboli, la fase gaseosa liberada durante las explosiones estrombolianas son más ricas en CO₂ (y más pobres en Cl) que la fase gaseosa durante el período más pasivo. Entonces, considerando la baja solubilidad del CO₂ en fundidos basálticos, se concluye que las explosiones son alimentadas por una fuente magmática más profunda (0.8 - 2.7 km) (Aiuppa *et al.*, 2010).
- II. En la etapa pre-eruptiva de la erupción del 03 de Marzo de 2015 en el Villarrica, se observaron razones altas (anómalas) de CO₂/SO₂ en el penacho. Simulaciones de modelos de desgasificación sugieren que la fase rica en CO₂ se encuentra a 20-35 MPa de presión, lo que contrasta con el origen superficial de la fase pobre en CO₂ medido durante la fase regular (no previo a la erupción) (Aiuppa *et al.*, 2017). Esto es consistente con el modelo propuesto por Palma *et al.*, (2011) donde se proponen ascensos y descensos convectivos del magma dentro de un conducto principal.
- III. Para el Stromboli también hay evidencias para el proceso de convección que tiene lugar en el sistema de diques superficial (<1 km) (Harris & Stevenson, 1997). Este proceso de desgasificación ocurre en respuesta al hundimiento de la fase desgasificada hacia el conducto, que es reemplazado por magma vesiculado ascendente (Aiuppa *et al.*, 2010).

5.2. LAHAR DEL ESTERO CORRENTOSO

5.2.1. Características del Depósito y Análisis de Resultados

El trabajo de terreno en el lahar se efectuó casi un año luego de que ocurriera la erupción, como cabe esperar, algunos registros fueron modificados por la crecida del estero y también por la remoción de maquinaria en sectores donde pasan caminos. Aún así, gran parte de las características se conservaron y sobre todo, de gran importancia, las marcas de super-elevación en los bordes del estero, que permitieron estimar la velocidad del flujo mediante ambos métodos, con un porcentaje de error aceptable.

Otra dificultad en la caracterización del depósito es la geometría del mismo y la falta de buenos afloramientos; si bien es el depósito más reciente, no existen buenos perfiles donde determinar las características sedimentológicas hacia la base, sino sólo en sectores acotados de baja potencia. Con respecto a lo mismo, la base del depósito es incierta; es prácticamente imposible (en muchos sectores) distinguir entre este depósito y los depósitos volcano-clásticos antiguos, y con esto también lo es determinar con certeza su espesor. Por consiguiente, los caudales calculados representan sólo aproximaciones al caudal real, pero es útil para aproximar la variación del flujo en relación a la distancia. Estimar el caudal de un flujo en sistemas naturales es una tarea difícil, más aún en el caso de flujos laháricos donde se forman distintos pulsos dentro del lahar que alcanzan distinta altura y extensión. Sumando además, el hecho de que el avance de los diferentes pulsos de un lahar genera erosión y sedimentación, con una alternancia entre ambos procesos que resulta complejo establecer en el depósito sin un registro visual del momento del paso del flujo (Lavigne, comunicación oral, 2016). Entonces determinar con certeza la descarga del lahar es complejo.

En el caso de la velocidad obtenida por super-elevación (P3), las variaciones son debidas principalmente a la geometría del estero, alcanzando diferencias del 55%. Y aunque la velocidad de 20,45 m/s se definió como la velocidad máxima del flujo (considerando la base del depósito), hay una buena aproximación entre el valor mínimo de P3 (14,7 m/s) y las velocidades calculadas mediante el balance de energía (12,36 y 13,05 m/s), de manera que tener un promedio de estos valores es útil para definir la velocidad del lahar.

Por otra parte, los caudales obtenidos tienen una amplia variación (de 450 a 6.000 m³/s), hecho que podría explicarse tanto por las distintas velocidades obtenidas, como a las áreas definidas para cada sección. Sin embargo, los valores de la desviación estándar (Tabla 17), obtenidos a partir de la Tabla 15 de la sección 4.3.2., demuestra que es mayor el error asociado a las diferentes secciones antes que a las velocidades obtenidas. De todas formas, son más fiables los valores de P3 y P5, donde los perfiles tienen mayor detalle en cuanto al registro y a la base del depósito, además de corresponder a la velocidad calculada para ese momento del paso del lahar. Como otra opción a las variaciones, podría ser que los caudales más bajos calculados para las secciones más alejadas se correspondieran con una disminución de la carga del flujo de acuerdo al avance. Sin embargo, las características del depósito indican una alta carga de sedimentos pasados los perfiles P8, P9 y P10.

Tabla 17. Desviaciones estándar de cada sección con respecto a todas las velocidades y también a cada velocidad con respecto a las secciones.

Sección/velocidad	Desv. Est.	Velocidad/Sección	Desv. Est.
P3/v _{p3max, p3min, p2, p5}	1.091	Vp3max/ _{p3, p5, p8, p9,p10}	2.582
P5/v _{p3max, p3min, p2, p5}	1.102	Vp3min/ _{p3, p5, p8, p9,p10}	1.849
P8/v _{p3max, p3min, p2, p5}	272	Vp2/ _{p3, p5, p8, p9,p10}	1.555
P9/v _{p3max, p3min, p2, p5}	439	Vp5/ _{p3, p5, p8, p9,p10}	1.641
P10/v _{p3max, p3min, p2, p5}	105		

Considerando los caudales obtenidos, que representan valores mínimos, son bajos en comparación a los 10.000 a 20.000 m³/s calculados para los lahares del volcán Villarrica en la erupción de 1971 (Naranjo & Moreno, 2004). Un rasgo importante a destacar es el mecanismo de generación de los antiguos lahares en el Villarrica (1971 en específico), donde la acumulación subglacial de lavas durante erupciones efusivas dieron paso a la formación de lagos subglaciales. Eventualmente, se pudo sufrir un quiebre y la consecuente liberación repentina de agua, debido capas de hielo boyantes (Naranjo & Moreno, 2004). Bajo estas condiciones, es mayor la mezcla efectiva con detritos en los sectores adyacentes al cráter, favoreciendo el desarrollo de lahares de mayor volumen (Fig. 47 [a]).

5.2.2. Características del Flujo

Los rasgos expuestos en el capítulo 4 muestran un depósito sin variaciones importantes, pero sí algunos rasgos un tanto confuso o de difícil interpretación. Quizás el mejor ejemplo de esto corresponde a la laminación que se mostró en la facies media. La posición espacial de esta estructura es en el centro del canal adyacente a zonas sin depositación y también con relleno de lahar y, por cierto, hacia la base si se toma un perfil. Ante este rasgo, pueden haber distintas opciones de generación; por una parte la laminación podría corresponder al frente diluido de un pulso inicial del lahar, con características de flujo hiperconcentrado, y hacia el techo pulsos posteriores de flujos de detritos; por otra parte, la laminación podría ser generada por pequeñas corrientes fluviales, quedando en el lugar luego del paso del lahar. Lo anterior es bastante difícil, ya que en todo ese sector (~ 700 m s.n.m.) no hay remanentes de depósitos fluviales, y es claro que el paso del lahar (apoyado además por las imágenes de *Google Earth*) arrasó con gran parte del relleno del canal.

De acuerdo a las cualidades del depósito, que involucran principalmente: (1) aumento del espesor hacia las zonas más distales y (2) evolución hacia flujo de detritos en la facies media, el lahar tiene muchas similitudes con los esquemas detallados por Vallance & Iverson (2015). Según esto sería válido pensar en varios pulsos para el flujo, considerando pulsos iniciales que evolucionan a un flujo de tipo hiperconcentrado y genera la laminación ya mencionada. En esos esquemas, también se detalla una alta carga inicial de agua que grada hacia mayor proporción de clastos conforme el lahar avanza. Esto también sería acorde con las características del flujo, que deja en el depósito la mayor cantidad de bloques hacia el techo (cualidad lograda en gran parte por el soporte del contacto grano a grano) y también se concentran hacia las zonas más distales.

Los cambios laterales dentro del depósito, responden al propio comportamiento del flujo: los levées por su parte son producto de la dinámica interna de velocidades en el lahar, que direcciona gran parte de los bloques de mayor tamaño hacia las zonas de menor velocidad, los bordes. En tanto que los mayores espesores hallados en las zonas altas (coladas de lava y terrazas principalmente) son también producto de la pérdida de energía del flujo en esas zonas que dan paso a la acumulación progresiva de sedimentos sin experimentar procesos de erosión, como sí los hay en el canal.

5.2.3. Magnitud del Lahar

Las erupciones explosivas que provocan el derretimiento de hielo y/o nieve, han causado los más grandes y catastróficos lahares primarios (Vallance, 2005). Aquellos de mayor volumen ocurren a partir de flujos y oleadas piroclásticas de alta temperatura ($>500^{\circ}\text{C}$) y alta velocidad (10-200 m/s) que escurren a través de escarpes con fuertes pendientes y amplia cobertura glaciar; los flujos calientes son energéticos, erosivos y presentan una buena eficiencia de mezcla de detritos y nieve (Vallance, 2005). Históricamente, el volcán Cotopaxi ha sido uno de los volcanes que más lahares primarios ha generado. Los más extensos y destructivos ocurrieron en 1744, 1768 y 1877 durante erupciones explosivas (VEI 4), en 1877 los flujos se extendieron por más de 200 km en los valles (Vallance, 2005). Otro caso ícono y representativo de la magnitud de grandes lahares es lo ocurrido en el volcán Nevado del Ruiz (Colombia) en 1985. En una erupción explosiva (VEI 3), los flujos piroclásticos generaron $\sim 2 \cdot 10^7 \text{ m}^3$ de agua (Pierson *et al.*, 1990; Thouret, 1990 en Vallance, 2005). Como resultado, se produjeron lahares con un volumen total de 10^8 m^3 en cuatro valles (Pierson *et al.*, 1990 en Vallance, 2005). En 4 horas los lahares avanzaron $\sim 100 \text{ km}$ e inundaron más de 50 km^2 .

En base a estos aspectos y con respecto al lahar del Estero Correntoso, este recorrió $\sim 19 \text{ km}$ hasta la desembocadura, pero según el registro satelital, no hubo inundaciones en este sector, lo que da cuenta del acarreo de un bajo volumen de sedimentos hasta esta zona. La ausencia de restos vegetales carbonizados dificulta considerar un flujo de alta temperatura. Las velocidades determinadas en P2, P3 y P5 (en el rango de 12 a 20 m/s), se corresponden con valores obtenidos en otros lahares (10 y 13 m/s en los primeros 7.5 km en el volcán Popocatepetl (2001), $>$ a 15 m/s en el volcán Nevado del Ruiz [1985]); pero es bajo en comparación a otros como en el Monte Santa Helena en 1980 (30 y 40 m/s) (Muñoz-Salinas, *et al.*, 2007) e incluso para el mismo volcán Villarrica, específicamente en el estero Turbio para otro lahar ocurrido luego de la erupción del 03 de Marzo de 2015, donde se obtuvieron valores de 38 m/s (Johnson J. B. & Palma J. L., 2015). Estos últimos generados a partir de flujos piroclásticos en erupciones magnitud VEI 3 y 5 respectivamente. La erupción del 3 de Marzo en el volcán Villarrica, catalogada como VEI 2, expulsó la mayor parte del material piroclástico hacia el flanco oriental, sin embargo los flujos dirigidos hacia el NW fueron suficientes para generar la fusión de nieve necesaria para la formación del lahar. Si bien un parámetro importante a comparar es el Índice de Explosividad

Volcánica, y en teoría una erupción de menor magnitud podría generar lahares de menor volumen, el bajo volumen del lahar podría también tener relación con la acotada área de cobertura glaciar que fue abordada por los flujos piroclásticos de la ladera NW (Fig. 47 [b]), en vez de atribuirse a la magnitud de la erupción.

De acuerdo a lo ya expuesto, resulta evidente la necesidad de comprender el comportamiento de los lahares en el volcán Villarrica para evaluar con precisión la amenaza volcánica asociada. Para esto, el posterior estudio de los depósitos no es la mejor herramienta, como sí lo serían establecer una red de monitoreo con cámaras y sensores sísmicos a lo largo de los valles que históricamente han sido escenario para diferentes lahares. De hecho, aquellas fuentes de información más confiables y de acuerdo a las que se han realizado las mayores contribuciones con respecto a la dinámica de los lahares corresponden a registros visuales de lahares secundarios en Indonesia (Merapi, Kelud, Semeru), Ecuador (Cotopaxi) entre otros. Para esto sería útil (para próximos eventos) contar con imágenes que contengan información detallada de elevación del lugar, a lo largo de todo el estero, e incluso con imágenes referenciales y escaladas, esto también sería posible.

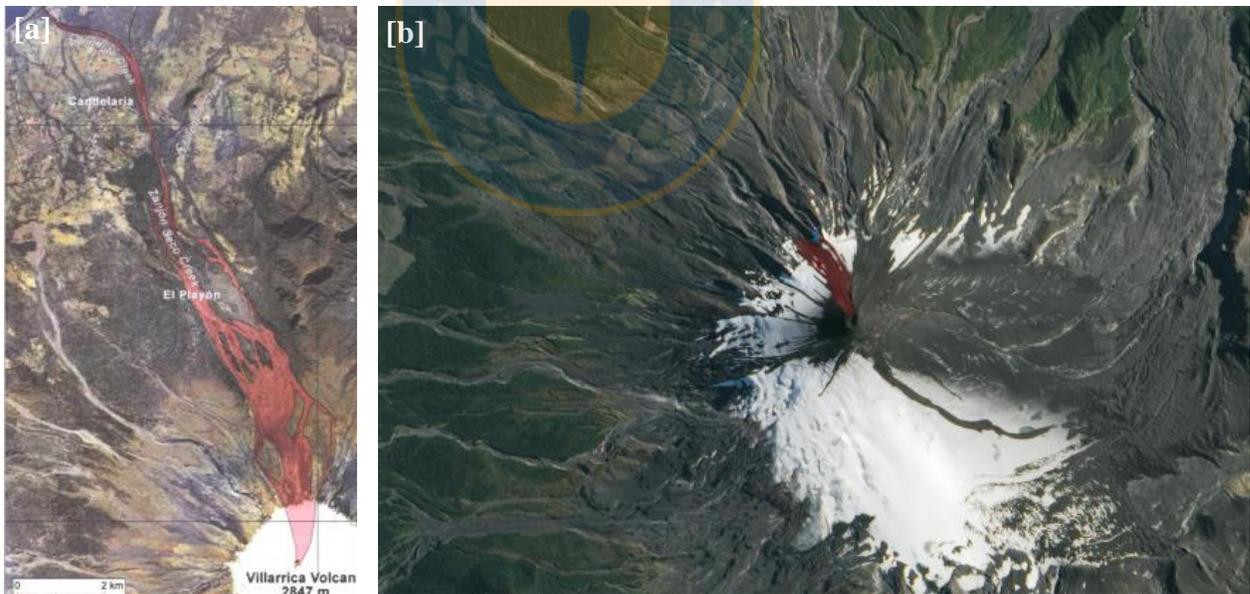


Fig. 47. [a] Lahar en el Zanjón Seco-Carmelito. Tomado de Naranjo & Moreno, 2004. [b] Imagen satelital tomada el 04 de Marzo de 2015 (NASA). En rojo se delimita el área cubierta por material piroclástico al NW.

6. REFERENCIAS

- Adriasola A.C., Thomson S.N., Brix M.R., Hervé F. & Stockhert B. 2006. Postmagmatic cooling and Late Cenozoic denudation of the North Patagonian Batholith in the Los Lagos Region of Chile, 41°S-42°S. *International Journal of Earth Sciences*. Vol: **95**: 504-528.
- Aiuppa A., Giudice G., Gurrieri S., Liuzzo M., Burton M., Caltabiano T., McGonigle A.J.S., Salerno G., Shinohara H. & Valenza M. 2008. Total volatile flux from Mount Etna. *Geophysical Research Letters*. Vol. **35**, No. 24: 2004-2008.
- Aiuppa A., Bertagnini A., Métrich N., Moretti R., Di Muro A., Liuzzo M. & Tamburello G. 2010. A model of degassing for Stromboli volcano. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **295**, No. 1-2: 195-204. doi: 10.1016/j.epsl.2010.03.040.
- Aiuppa A., Bitetto M., Francofonte V., Velazquez G., Bucarey C., Giudice G., Liuzzo M., Moretti R., Moussallam Y., Peters N., Tamburello G., Valderrama O. & Curtis A. 2017. A CO₂-gas precursor to the March 2015 Villarrica volcano Eruption. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 18, doi:10.1002/2017GC006892.
- Allard P., Behncke B., D'Amico S., Neri M. & Gambino S. 2006. Mount Etna 1993-2005: Anatomy of an evolving eruptive cycle. *Earth-Science Reviews*. Vol. **78**, No. 1-2: 85-114.
- Andres R.J. & Kasgnoc A.D. 1998. A time-averaged inventory of subaerial volcanic sulfur emissions. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **103**: 25251-25261.
- Bangs N.L., Cande S.C., 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chilean margin. *Tectonics*. Vol: **16**: 489-503.
- Bani P. & Lardy M. 2007. Sulphur dioxide emission rates from Yasur volcano, Vanuatu archipelago. *Geophysical Research Letters*. Vol. **34**, No. 20: 2003-2006.
- Bani P., Oppenheimer C., Tsanev V., Carn S., Cronin S., Crimp R., Calkins J., Charley D., Lardy M. & Roberts T. 2009. Surge in sulphur and halogen degassing from Ambrym volcano, Vanuatu. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **71**, No. 10: 1159-1168.

- Bertin D., Amigo A. & Bertin L. 2015. Erupción del volcán Villarrica 2015: Productos emitidos y volumen involucrado. *XIV Congreso Geológico Chileno*, III: 249-252.
- Blott S.J. & Pye K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and Landforms*. Vol. **26**, No. 11: 1237-1248.
- Burton M., Calvari S., Spampinato L., Lodato L., Pino N.A., Marchetti E. & Murè F. 2008. Volcanic and seismic activity at Stromboli preceding the 2002-2003 flank eruption. *The Stromboli Volcano: An integrated Study of the 2002-2003 Eruption*, 93-104.
- Caltabiano T., Romano R. & Budetta G. 1994. SO₂ flux measurements at Mount Etna (Sicily). *Journal of Geophysical Research*. Vol. **99**: 12809-12819.
- Castruccio A., Clavero J. & Rivera A. 2010. Comparative study of lahars generated by the 1961 and 1971 eruptions of Calbuco and Villarrica volcanoes, Southern Andes of Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **190**, No. 3-4: 297-311
- Cembrano J., Schermer E., Lavenu A., Sanhueza A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liqueñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*. Vol: **319**: 129-149.
- Cembrano J., Hervé F. & Lavenu A. 1996. The Liqueñe-Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault Zone in southern Chile. *Tectonophysics*. Vol:**259**: 55-66.
- Cembrano J. & Lara L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*. Vol. **471**, No.1-2: 96-113.
- Clavero J.E. 1996. *Ignimbritas andesítico-basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S)*. MSc thesis, University of Chile.
- Clavero J. & Moreno H. 2004. Evolution of Villarrica Volcano. *Villarrica Volcano (39.5°S) Southern Andes, Chile*. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín No. 61: 73p.

- Cronin S.J., Neall V.E., Palmer A.S. & Lecointre J.A. 1997. Changes in Whangaehu river lahar characteristics during 1995 eruption sequence, Ruapahu volcano, New Zealand. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **76**: 47-61.
- Cronin S.J. & Sharp D.S. 2002. Environmental impacts on health from continuous volcanic activity at Yasur (Tanna) and Ambrym, Vanuatu. *International Journal of Environmental Health Research*. Vol. **12**, No. 2: 109-123.
- De La Cruz-Reyna S., Yokoyama I., Martínez-Bringas A. & Ramos E. 2008. Precursory seismicity of the 1994 eruption of Popocatepetl Volcano, Central Mexico. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **70**, No. 6: 753-767.
- Delgado-Granados H. 2008. Large volcanic-SO₂ fluxes: COSPEC measurements at Popocatepetl volcano (Mexico). *The COSPEC Cookbook: Making SO₂ measurements at Active Volcanoes*. IAVCEI, Methods in Volcanology. Vol. **2**: 191-217.
- Dogliani C., Innocenti F. & Mariotti G. 2001. Why Mt Etna?. *Terra Nova*. Vol. **13**: 25-31.
- Eatough D.J., Caka F.M., Farber R.J. 1994. The conversion of SO₂ to sulfate in the atmosphere. *Israel Journal of Chemistry*. Vol. **34**, No. 1-2: 301-314.
- Edmonds M. 2008. New geochemical insights into volcanic degassing. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. Vol **366**: 4559-4579.
- Edner H., Ragnarson P., Svanberg S., Wallinder E., Ferrara R., Cioni R., Raco B. & Taddeucci G. 1994. Total fluxes of sulfur dioxide from the Italian volcanoes Etna, Stromboli, and Vulcano measured by differential absorption lidar and passive differential optical absorption spectroscopy. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*. Vol. **99**, No. D9:18.827-18.838.
- Eissen J.P., Monzier M., Robin M., Picard C. & Douglas C. 1990. Report on the volcanological field work on Ambrym and Tanna Islands (Vanuatu) from 2 to 25 September 1990. *Rapp. Miss.Sci. Terre Geol.-Geophys.- ORSTOM (Naumea)*. Vol. **22**: 22.
- Elias T., Sutton A.J., Oppenheimer C., Horton K.A., Garbeil H., Tsanev V., McGonigle A.J.S. & Williams-Jones G. 2006. Comparison of COSPEC and two miniature ultraviolet spectrometer

systems for SO₂ measurements using scattered sunlight. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **68**: 313-322.

Elias T. & Sutton A.J. 2012. Sulfur dioxide emission rates from Kilauea volcano, Hawai'i, 2007-2010. *U.S. Geological Survey Open-File Report*.

Firth C.W., Handley H.K., Cronin S.J. & Turner S.P. 2014. The eruptive history and chemical stratigraphy of a post-caldera, steady-state volcano: Yasur, Vanuatu. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **76**, No. 7: 1-23.

Francalanci L., Manetti P. & Peccerillo A. 1989. Volcanological and magmatological evolution of Stromboli (Aeolian Islands): The role of the fractional crystallization, magma mixing, crustal contamination and source heterogeneity. *Bulletin of Volcanology*. Vol. **51**: 355-378.

Galle B., Oppenheimer C., Geyer A., McGonigle A.J.S, Edmonds M. & Horrocks L. 2002. A miniaturized ultraviolet spectrometer for remote sensing of SO₂ fluxes: a new tool for volcano surveillance. *Journal of volcanology and Geothermal Research*. Vol. **119**: 241-254.

Gupta S., Zhao D. & Rai S.S. 2009. Seismic imaging of the upper mantle under the Erebus hotspot in Antarctica. *Gondwana Research*. Vol. **16**, No. 1:109-118.

Harris A. & Stevenson D. 1997. Magma budgets and steady-state activity of Vulcano and Stromboli. *Geophysical Research Letters*. Vol. **24**, No. 9:1043. doi: 10.1029/97GL00861.

Hernández E. & Peña P. 2015. Erupción del volcán Villarrica: Evolución espectral asociada al pulso eruptivo del 03 de marzo de 2015. *XIV Congreso Geológico Chileno*.

Hickey-Vargas R., Moreno Roa H., López Escobar L., Frederick A. F. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica - Lanin volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **103**: 361-386.

Horton K., Williams-Jones G., Garbeil H., Elias T., Sutton J., Mouginiis-Mark P., Porter J.N. & Clegg S. 2006. Real-time measurement of volcanic SO₂ emissions: validation of a new UV correlation spectrometer (FLYSPEC). *Bulletin of Volcanology*. Vol. **68**, No. 4: 323-327.

- Iverson R.M., LaHusen R.G., Major J.J. & Zimmerman C.L. 1994. Debris flow against obstacles and bends: dynamics and deposits. *EOS, Transactions, American Geophysical Union*. Vol. **75**: 274.
- Johnson C.G., Kokelaar B.P., Iverson R.M., Logan M., LaHusen R.G. & Gray J.M.N.T. 2012. Grain-size segregation and levee formation in geophysical mass flow. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **117**, F01032.
- Johnson J. B. & Palma J. L. 2015. Lahar infrasound associated with Volcán Villarrica's 3 March 2015 eruption. *Geophysical Research Letters*. Vol. **42**: 6324-6331. doi: 10.1002/2015GL065024.
- Kelly P.J., Kyle P.R., Dunbar N.W. & Sims K.W. 2008. Geochemistry and mineralogy of the phonolite lava lake, Erebus Volcano, Antarctica: 1972-2004 and comparison with older lavas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **177**, No. 3: 589-605.
- Kyle P.R., Moore J.A. & Thirlwall M.F. 1992. Petrological evolution of anorthoclase phonolite lavas at Mount Erebus, Ross Island, Antarctica. *Journal of Petrology*. Vol. **33**: 849-875.
- Lara L.E. & Clavero J.E. 2004. Villarrica volcano (39.5°S), southern Andes, Chile. *Servicio Nacional del Geología y Minería. Boletín* **61**.
- Lo D.O.K. 2000. Review of natural terrain landslide debris-resisting barrier desing. GEO Report No.104, Geotechnical Engineering Office, Civil Engineering Department, The Government of Hong Kong Special Administrative Region.
- López T., Ushakov S., Izbekov P., Tassi F., Cahill C., Neill O & Werner C. 2013. Constraints on magma processes, subsurface conditions, and total volatile flux at Bezymianny Volcano in 2007-2010 from direct and remote volcanic gas measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **263**: 92-107.
- Louat R. & Pelletier B. 1989. Seismotectonics and present-day relative plate motions in the New Hebrides-North Fiji Basin region. *Tectonophysics*. Vol. **167**: 41-55.
- Major J.J. 1997. Depositional processes in large-scale debris-flow experiments. *Journal of Geology*. Vol. **105**: 345-366. doi: 10.1086/515930.

- Mather T.A., Tsanev V.I., Pyle D.M., McGonigle A.J.S., Oppenheimer C. & Allen A.G. 2004. Characterization and evolution of tropospheric plumes from Lascar and Villarrica volcanoes, Chile. *Journal of Geophysical Research*. Vol. **109**, No. D21303, doi:10.1029/2004JD004934.
- Millán M.M. 2008. Absorption Correlation Spectrometry. *The COSPEC Cookbook: Making SO₂ measurements at Active Volcanoes*. IAVCEI, Methods in Volcanology. Vol. **1**: 1-62.
- McGonigle A.J.S. 2005. Volcano remote sensing with ground-based spectroscopy. *Philosophical transactions. Series A, Mathematical, physical, and engineering sciences*. Vol. **363**, No. 1837: 2915-2929.
- McGonigle A.J.S. 2007. Measurement of volcanic SO₂ fluxes with differential optical absorption spectroscopy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **162**, No. 3-4: 111-122. doi:10.1016/j.jvolgeores.2007.02.001
- Moreno H. & Parada M.A. 1976. Esquema geológico de la cordillera de los Andes, entre los paralelos 39 00' y 41 30'S. *Congreso Geológico Chileno*. Vol: **1**, No. 1.
- Moreno H. 1993. Volcán Villarrica, Geología y evaluación del riesgo volcánico, Regiones IX y X, 39°25'S. Proyecto FONDECYT 1247 1991-92.
- Munizaga F., Holmgren C., Huete C & Kawashita K. 1988. Geocronología de los yacimientos de cobre El Soldado y Lo Aguirre, Chile central. *Congreso Geológico Chileno*. No. 5:177-193.
- Muñoz-Salinas E., Manea V. C., Palacios D. & Castillo-Rodríguez M. 2007. *Geomorphology*. Vol. **92**, No. 1-2: 91-99.
- Nadeau P.A. & Williams-Jones G. 2008. Beyond COSPEC: Recent advances in SO₂ monitoring technology. *The COSPEC Cookbook: Making SO₂ measurements at Active Volcanoes*. IAVCEI, Methods in Volcanology. Vol. **1**: 219-233.
- Nairn I.A., Scott B.J. & Giggenbach W.F. 1988. Yasur volcano investigations, Vanuatu, Sept. *New Zealand Geological Survey Report G 136*: 1-74.
- Naranjo J.A. & Moreno H. 2004. Laharic debris-flows from Villarrica Volcano. *Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile*. Santiago, Servicio Nacional de Geología y Minería, 28-45.

- Naranjo, J.A. & Moreno, H. 2005. *Geología del Volcán Llaima, Región de la Araucanía*. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, **88**, escala 1:50.000.
- Naranjo J.A. 2015. Nuevo estilo eruptivo del volcán Villarrica: 3 de marzo. *Actas Congreso Geológico Chileno N°14*. La Serena, Chile.
- Newhall C. & Self S. 1982. The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *Journal of Geophysical Research*. Vol:**87**: 1231-1238.
- Oppenheimer C., Pyle D.M. & Barclay J. (Eds) 2003. Volcanic degassing. Geological Society of London.
- Palma J.L., Calder S., Basualto D., Blake S. & Rothery D.A. 2008. Correlations between SO₂ flux, seismicity, and outgassing activity at the open vent of Villarrica volcano, Chile. *Journal of Geophysical Research*.. Vol. **113**, No. B10201, doi:10.1029/2008JB005577.
- Palma J.L., Blake S. & Calder E.S. 2011. Constraints on the rates of degassing and convection in basaltic open-vent volcanoes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. Vol. **12**, Q11006, doi: 10.1029/2011GC003715.
- Petit-Breuilh M.E. 1994. Contribución al conocimiento de la cronología eruptiva histórica del Volcán Villarrica, 1558 - 1985. *Revista Frontera*. Vol. **13**: 71-99.
- Petit-Breuilh, M. & Lobato, J. 1994. Análisis comparativo de la cronología eruptiva histórica de los volcanes Llaima y Villarrica (38° - 39° L.S.) *Actas 7th Congreso Geológico Chileno*, Concepción. Vol. **1**: 366-370.
- Pierson T.C. & Scott K. 1985. Debris flow to hyperconcentrated streamflow. *Water resources search*. Vol. **21**, No. 10: 1511-1524.
- Pierson T.C. & Costa J.E. 1987. A rheologic classification of subaerial sediment-water flows. *Reviews in Engineering Geology*. Vol. **7**: 1-12.
- Pierson T. C. 2005. Hyperconcentrated flow- transitional process between water flow and debris flow. *Debris-flow hazards and related phenomena*, 159-202. Springer Berlin Heidelberg.

- Picard C., Monzier M., Eissen J.P. & Robin C. 1994. Concomitant evolution of tectonic environment and magma geochemistry, Ambrym volcano (Vanuatu, New Hebrides arc). *Geological Society, London, Special Publications*. Vol. **81**, No. 1:135-154.
- Platt U. 1994. Differential optical absorption spectroscopy (DOAS). In: Sigrist, M.W. (Ed.), Air monitoring by spectroscopic techniques. Wiley, New York. *Chemical analysis series*. Vol: **127**: 27-84.
- Platt U. & Stutz J. 2008. Differential absorption spectroscopy. *Differential Optical Absorption Spectroscopy*, 135-174. Springer Berlin Heidelberg.
- Rahman M. & Konagai K. 2016. Substantiation of debris flow velocity from super-elevation: a numerical approach. *Landslides*, 1-15, doi: 10.1007/s10346-016-0725-3.
- Rodríguez L.A., Watson I.M., Rose W.I., Branam Y.K., Bluth G.J.S., Chigna G., Matias O., Escobar D., Carn S.A. & Fischer T.P. 2004. SO₂ emissions to the atmosphere from active volcanoes in Guatemala and El Salvador, 1999-2002. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol:**138**: 325-344. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.07.008.
- Rose W.I., Chuan R.L. & Kyle P.R. 1985. Rate of sulphur dioxide emission from Erebus volcano, Antarctica, December 1983. *Nature*. Vol. **316**: 710-712.
- Rosenau M., Melnick D. & Echtler H. 2006. Kinematic constraints on intra-arc shear and strain partitioning in the southern Andes between 38°S and 42°S latitude. *Tectonics*. Vol: **25**, No. 4:TC4013.
- Rosi M. 1980. The island of Stromboli. *Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol.* Vol: **36**: 345-368.
- Scott K.M. 1988. Origin, behavior, and sedimentology of prehistoric catastrophic lahars at Mount St. Helens, Washington. *Geological Society of America Special Papers*. Vol. **229**: 23-36.
- Simkin, T. & Siebert, L. 1994. *Volcanoes of the World*. Geoscience Press, Smithsonian Institute, Tucson, Arizona.
- Stern C. 2004. Active Andean volcanism: its geological and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, Vol. **31**, No. 2: 161-206.

Stern C.R., Moreno H., López-Escobar L., Clavero J.E., Lara L.E., Naranjo J.A., Parada M.A. & Skewes M.A. 2007. Chilean volcanoes. *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 21-114.

Stix J., Williams-Jones G. & Hickson C. 2008. Applying the COSPEC at Active Volcanoes. *The COSPEC Cookbook: Making SO₂ measurements at Active Volcanoes*. IAVCEI, Methods in Volcanology. Vol. 1: 121-167.

Stoiber R. E. & Jepsen A. 1973. Sulfur dioxide contributions to the atmosphere by volcanoes. *Science*. Vol: **182**: 577-578.

Sutton A.J., Elias T., Gerlach T.M. & Stokes J.B. 2001. Implications for eruptive processes as indicated by sulfur dioxide emissions from Kilauea Volcano, Hawaii, 1979-1997. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol: **108**: 283-302.

Suwa H. & Yamakoshi T. 2000. Estimation of debris-flow motion by field surveys. In *Proc. 2nd International Symposium on Debris-Flow Hazard Mitigation*, 293-299.

Sweeney D., Kyle P.R. & Oppenheimer C. 2008. Sulfur dioxide emissions and degassing behavior of Erebus volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **177**, No. 3: 725-733.

Tassara A. & Yáñez G. 2003. Relationship between elastic thickness and the tectonic segmentation of the Andean margin (15-41°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **30**: 159-186.

Tassara A., Götze H.J., Schmidt S. & Hackney R. 2006. Three-dimensional density model of the Nazca Plate and the Andean continental margin. *Journal of Geophysical Research* 111, B09404, doi: 10.1029/2005JB003976.

Tebben, S.F. & Cande S.C. 1997. Southeast Pacific tectonic evolution from early Oligocene to Present. *Journal of Geophysical Research*. Vol: **102** (B6): 12,061-12,084.

Tebbens S.F., Cande S.C., Kovacs L., Parra J.C., LaBrecque J.L. & Vergara H. 1997. The Chile Ridge: a tectonic framework. *Journal of Geophysical Research*. Vol: **102** (B6): 12,035-12,059.

Thomson S.N. 2002. Late Cenozoic geomorphic and tectonic evolution of the Patagonian Andes between latitudes 42 degrees S and 46 degrees S; and appraisal based on fission-track results from transpressional intra-arc Liquiñe-Ofqui fault zone. *Geological Society of America Bulletin*. Vol: **114**, No. 9: 1159-1173.

Van Daele M., Moernaut J., Silversmit G., Schmidt S., Fontijn K., Heirman K., Vandoorne W., De Clercq M., Van Acker J., Wolff C., Pino M., Urrutia R., Roberts S.J., Vincze L. & De Batist M. 2014. The 600 yr eruptive history of Villarrica volcano (Chile) revealed by annually laminated lake sediments. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **126**, No. 3-4: 481-498, doi:10.1130/B30798.1

Vallance J.W. 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*, 601-616.

Vallance J.W. 2005. Volcanic debris flows. *Debris-flow hazards and related phenomena*, 247-274. Springer Berlin Heidelberg.

Vallance J.W. & Iverson R. 2015. Lahar and their deposits. *The Encyclopedia of Volcanoes*. Second Edition, 649-664.

Völker D., Kutterolf S. & Wehrmann H. 2011. Comparative mass balance of volcanic edifices at the southern volcanic zone of the Andes between 33°S and 46°S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **205**, No. 3-4: 114-129.

Wardell L.J., Morrow B. & Stix J. 2003. Initial field trials for development of RMDI, a miniaturized UV/visible spectrometer designed for multi-gas remote sensing of volcanic plumes. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, v. 84(46), Fall Meeting Supplement, Abstract V11C-0513.

Wallace P.J. 2005. Volatiles in subduction zone magmas: concentrations and fluxes based on melt inclusion and volcanic gas data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. **140**, No. 1-3: 217-240.

Williams-Jones G., Stix J. & Nadeau P.A. 2008. Using the COSPEC in the field. *The COSPEC Cookbook: Making SO₂ measurements at Active Volcanoes*. IAVCEI, Methods in Volcanology. Vol. **1**: 69-119.

Wittmer J., Bobrowski N., Liotta M., Giuffrida G., Calabrese S. & Platt U. 2014. Active alkaline traps to determine acidic-gas ratios in volcanic plumes: Sampling technique and analytical methods. *Geochemistry, Geophysics, Geosystem*. Vol: **15**: 2797-2820, doi:10.1002/2013GC005133.

Witter J.B., 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*, Vol. **134**, No. 4: 303-337.

Witter J.B., Kress V.C. & Newhall C.G. 2005. Volcán Popocatépetl, Mexico. Petrology, Magma Mixing, and Immediate Sources of Volatiles for the 1994 - Present Eruption. *Journal of Petrology*. Vol. **46**, No. 11: 2337-2366.



ANEXO 1

CÁLCULOS OBTENCIÓN DE FLUJOS DE SO₂



Se exponen los cálculos correspondiente al flujo ajustado (baseline). Se muestran sólo los segmentos que corresponden a la zona de alta concentración de SO₂, excluyendo los cálculos de 20 a 30 segmentos que están fuera de la pluma.

Cabe aclarar que la cantidad de segmentos establecidos depende de la sinuosidad del camino recorrido; el 28 de Noviembre fue el único donde la pluma se dirigió hacia el N, posibilitando el cruce por la Ruta 199 y así definir menor cantidad de segmentos.

Cada parámetro corresponde a:

[SO₂]:	Promedio de cada segmento.
a:	Ángulo entre el segmento y la dirección perpendicular a la pluma.
d:	Longitud del segmento.
v:	Velocidad del viento.
Cf:	Factor de conversión.

2604_1323	[SO₂]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	12,60	7	0,99	198	4,4	0,00023	2,505
Segmento 2	19,46	11	0,98	140	4,4	0,00023	2,71
Segmento 3	24,64	33	0,84	156	4,4	0,00023	3,26
Segmento 4	51,31	65	0,42	216	4,4	0,00023	4,74
Segmento 5	131,32	16	0,96	114	4,4	0,00023	14,56
Segmento 6	125,44	76	0,24	130	4,4	0,00023	3,99
Segmento 7	140,18	31	0,86	119	4,4	0,00023	14,47
Segmento 8	279,29	23	0,92	142	4,4	0,00023	36,94
Segmento 9	361,63	50	0,64	419	4,4	0,00023	98,57
Segmento 10	348,72	46	0,69	651	4,4	0,00023	159,59
Segmento 11	308,73	66	0,41	235	4,4	0,00023	29,86
Segmento 12	224,68	73	0,29	263	4,4	0,00023	17,48
Segmento 13	90,46	46	0,69	1111	4,4	0,00023	70,65
Flujo (t/d)							459,34

2505_1153	[SO₂]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	4,58	6	0,99	251	4,7	0,00023	1,24
Segmento 2	10,24	14	0,97	515	4,7	0,00023	5,53
Segmento 3	69,00	18	0,95	1319	4,7	0,00023	93,56
Segmento 4	111,70	6	0,99	250	4,7	0,00023	30,02
Segmento 5	127,40	38	0,79	1397	4,7	0,00023	151,60
Segmento 6	79,83	50	0,64	990	4,7	0,00023	54,92
Segmento 7	65,80	15	0,97	167	4,7	0,00023	11,47
Segmento 8	73,03	63	0,45	171	4,7	0,00023	6,13
Segmento 9	35,55	22	0,93	893	4,7	0,00023	31,82
Segmento 10	28,30	46	0,69	116	4,7	0,00023	2,46
Segmento 11	16,95	21	0,93	224	4,7	0,00023	3,83
Segmento 12	8,68	7	0,99	198	4,7	0,00023	1,84
Segmento 13	-3,66	11	0,98	140	4,7	0,00023	-0,54
Segmento 14	5,96	33	0,84	156	4,7	0,00023	0,84
Segmento 15	11,72	65	0,42	216	4,7	0,00023	1,16
Segmento 16	2,56	16	0,96	114	4,7	0,00023	0,30
Flujo (t/d)							393,19

2505_1228	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	19,41	45	0,71	419	4,7	0,00023	6,22
Segmento 2	53,36	23	0,92	142	4,7	0,00023	7,54
Segmento 3	73,93	31	0,86	119	4,7	0,00023	8,15
Segmento 4	35,54	76	0,24	130	4,7	0,00023	1,21
Segmento 5	31,83	16	0,96	114	4,7	0,00023	3,77
Segmento 6	47,32	65	0,42	216	4,7	0,00023	4,67
Segmento 7	62,11	33	0,84	156	4,7	0,00023	8,78
Segmento 8	70,28	11	0,98	140	4,7	0,00023	10,44
Segmento 9	66,93	7	0,99	198	4,7	0,00023	14,22
Segmento 10	91,47	21	0,93	224	4,7	0,00023	20,68
Segmento 11	81,60	46	0,69	116	4,7	0,00023	7,11
Segmento 12	117,48	22	0,93	893	4,7	0,00023	105,15
Segmento 13	121,97	63	0,45	171	4,7	0,00023	10,24
Segmento 14	141,22	15	0,97	167	4,7	0,00023	24,63
Segmento 15	133,09	50	0,64	990	4,7	0,00023	91,55
Segmento 16	44,97	38	0,79	1397	4,7	0,00023	53,51
Segmento 17	20,07	6	0,99	250	4,7	0,00023	5,39
Segmento 18	15,20	18	0,95	1319	4,7	0,00023	20,61
Segmento 19	17,99	14	0,97	515	4,7	0,00023	9,72
Segmento 20	25,60	6	0,99	251	4,7	0,00023	6,91
Segmento 21	23,64	21	0,93	343	4,7	0,00023	8,18
Segmento 22	17,06	34	0,83	135	4,7	0,00023	2,06
Segmento 23	11,27	11	0,98	346	4,7	0,00023	4,14
Segmento 24	18,12	54	0,59	277	4,7	0,00023	3,19
Segmento 25	18,25	89	0,02	284	4,7	0,00023	0,10
Segmento 26	12,35	59	0,52	576	4,7	0,00023	3,96
Segmento 27	8,51	19	0,95	414	4,7	0,00023	3,60
Flujo (t/d)							377,87

1206_0830	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	-1,61	39	0,78	6978	9,8	0,00023	-19,63
Segmento 2	-3,68	73	0,29	498	9,8	0,00023	-1,21
Segmento 3	-4,86	55	0,57	615	9,8	0,00023	-3,87
Segmento 4	-6,28	77	0,22	873	9,8	0,00023	-2,78
Segmento 5	-5,10	66	0,41	487	9,8	0,00023	-2,28
Segmento 6	-6,70	80	0,17	540	9,8	0,00023	-1,42
Segmento 7	-3,07	57	0,54	1132	9,8	0,00023	-4,27
Segmento 8	-10,07	41	0,75	596	9,8	0,00023	-10,21
Segmento 9	-3,27	12	0,98	499	9,8	0,00023	-3,60
Segmento 10	0,84	24	0,91	362	9,8	0,00023	0,63
Segmento 11	-3,46	15	0,97	531	9,8	0,00023	-4,00
Segmento 12	-1,94	38	0,79	603	9,8	0,00023	-2,07

1206_0830	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 13	13,34	53	0,60	574	10,1	0,00023	10,71
Segmento 14	20,24	0	1,00	286	10,1	0,00023	13,45
Segmento 15	27,52	22	0,93	414	10,1	0,00023	24,54
Segmento 16	28,80	62	0,47	576	10,1	0,00023	18,09
Segmento 17	32,72	89	0,02	284	10,1	0,00023	0,38
Segmento 18	42,58	57	0,54	277	10,1	0,00023	14,92
Segmento 19	44,47	14	0,97	354	10,1	0,00023	35,49
Segmento 20	38,82	35	0,82	131	10,1	0,00023	9,68
Segmento 21	40,06	20	0,94	343	10,1	0,00023	30,00
Segmento 22	38,19	6	0,99	251	10,1	0,00023	22,14
Segmento 23	40,36	13	0,97	515	10,1	0,00023	47,05
Segmento 24	92,07	18	0,95	1319	10,1	0,00023	268,29
Segmento 25	33,92	3	1,00	250	10,1	0,00023	19,67
Flujo (t/d)							514,41

1206_0924	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	2,98	16	0,96	198	10,1	0,00023	1,32
Segmento 2	5,32	12	0,98	224	10,1	0,00023	2,71
Segmento 3	4,77	56	0,56	116	10,1	0,00023	0,72
Segmento 4	6,68	26	0,90	893	10,1	0,00023	12,46
Segmento 5	9,60	67	0,39	171	10,1	0,00023	1,49
Segmento 6	6,22	19	0,95	167	10,1	0,00023	2,28
Segmento 7	11,20	54	0,59	990	10,1	0,00023	15,14
Segmento 8	34,84	38	0,79	1397	10,1	0,00023	89,09
Segmento 9	75,35	1	1,00	250	10,1	0,00023	43,75
Segmento 10	119,48	18	0,95	1319	10,1	0,00023	348,18
Segmento 11	64,44	13	0,97	515	10,1	0,00023	75,11
Segmento 12	35,39	6	0,99	251	10,1	0,00023	20,52
Segmento 13	43,80	20	0,94	343	10,1	0,00023	32,80
Segmento 14	26,87	35	0,82	131	10,1	0,00023	6,70
Segmento 15	16,71	14	0,97	354	10,1	0,00023	13,34
Segmento 16	11,72	57	0,54	277	10,1	0,00023	4,11
Segmento 17	13,42	89	0,02	284	10,1	0,00023	0,15
Segmento 18	8,20	62	0,47	576	10,1	0,00023	5,15
Segmento 19	11,58	22	0,93	414	10,1	0,00023	10,33
Segmento 20	8,57	0	1,00	286	10,1	0,00023	5,69
Segmento 21	5,81	53	0,60	574	10,1	0,00023	4,66
Flujo (t/d)							527,06

1206_1020	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	6,77	4	1,00	286	10,1	0,00023	4,49
Segmento 2	6,28	11	0,98	414	10,1	0,00023	5,92
Segmento 3	5,40	51	0,63	576	10,1	0,00023	4,55
Segmento 4	7,68	82	0,14	284	10,1	0,00023	0,71
Segmento 5	4,13	46	0,69	277	10,1	0,00023	1,84
Segmento 6	9,12	3	1,00	354	10,1	0,00023	7,49
Segmento 7	10,79	42	0,74	131	10,1	0,00023	2,44
Segmento 8	11,08	13	0,97	343	10,1	0,00023	8,61
Segmento 9	16,45	4	1,00	251	10,1	0,00023	9,57
Segmento 10	20,72	6	0,99	515	10,1	0,00023	24,66
Segmento 11	13,89	21	0,50	431	10,1	0,00023	6,95
Segmento 12	27,24	3	1,00	250	10,1	0,00023	15,80
Segmento 13	54,56	40	0,77	1397	10,1	0,00023	135,63
Segmento 14	111,84	53	0,60	990	10,1	0,00023	154,80
Segmento 15	115,62	14	0,97	167	10,1	0,00023	43,52
Segmento 16	129,40	62	0,47	171	10,1	0,00023	24,13
Segmento 17	71,88	16	0,96	893	10,1	0,00023	143,34
Segmento 18	32,69	45	0,71	116	10,1	0,00023	6,23
Segmento 19	36,45	22	0,93	224	10,1	0,00023	17,59
Segmento 20	41,36	6	0,99	198	10,1	0,00023	18,92
Segmento 21	29,79	12	0,98	140	10,1	0,00023	9,48
Segmento 22	19,11	28	0,88	156	10,1	0,00023	6,12
Segmento 23	10,43	60	0,50	216	10,1	0,00023	2,62
Segmento 24	7,40	21	0,93	114	10,1	0,00023	1,83
Segmento 25	8,05	81	0,16	130	10,1	0,00023	0,38
Segmento 26	5,69	36	0,81	119	10,1	0,00023	1,27
Segmento 27	4,80	18	0,95	142	10,1	0,00023	1,51
Segmento 28	2,42	50	0,64	419	10,1	0,00023	1,51
Segmento 29	1,63	46	0,69	651	10,1	0,00023	1,71
Segmento 30	5,53	66	0,41	235	10,1	0,00023	1,23
Segmento 31	8,94	41	0,75	263	10,1	0,00023	4,12
Flujo (t/d)							585,11

1206_1102	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	4,64	1	1,00	140	11,3	0,00023	1,69
Segmento 2	23,06	19	0,95	198	11,3	0,00023	11,22
Segmento 3	18,28	9	0,99	224	11,3	0,00023	10,51
Segmento 4	17,34	58	0,53	116	11,3	0,00023	2,77
Segmento 5	81,03	29	0,87	893	11,3	0,00023	164,49
Segmento 6	115,25	70	0,34	171	11,3	0,00023	17,52
Segmento 7	95,51	22	0,93	167	11,3	0,00023	38,44
Segmento 8	105,88	57	0,54	990	11,3	0,00023	148,37
Segmento 9	38,19	34	0,83	1397	11,3	0,00023	114,94
Flujo (t/d)							509,95

1206_1127	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	1,24	3	1,00	156	11,3	0,00023	0,50
Segmento 2	27,22	40	0,77	1397	11,3	0,00023	75,72
Segmento 3	88,80	53	0,60	990	11,3	0,00023	137,50
Segmento 4	128,14	14	0,97	167	11,3	0,00023	53,96
Segmento 5	115,54	62	0,47	171	11,3	0,00023	24,11
Segmento 6	115,26	16	0,96	893	11,3	0,00023	257,14
Segmento 7	23,84	45	0,71	116	11,3	0,00023	5,08
Segmento 8	26,24	22	0,93	224	11,3	0,00023	14,16
Segmento 9	6,89	6	0,99	198	11,3	0,00023	3,52
Flujo (t/d)							571,70

1206_1149	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	12,07	51	0,63	498	11,3	0,00023	9,83
Segmento 2	18,42	73	0,29	220	11,3	0,00023	3,08
Segmento 3	3,03	41	0,75	263	11,3	0,00023	1,57
Segmento 4	1,66	66	0,41	235	11,3	0,00023	0,41
Segmento 5	35,24	46	0,69	651	11,3	0,00023	41,42
Segmento 6	48,14	50	0,64	419	11,3	0,00023	33,70
Segmento 7	30,43	18	0,95	142	11,3	0,00023	10,68
Segmento 8	33,98	36	0,81	119	11,3	0,00023	8,50
Segmento 9	32,76	81	0,16	130	11,3	0,00023	1,73
Segmento 10	32,23	21	0,93	114	11,3	0,00023	8,91
Segmento 11	44,08	60	0,50	216	11,3	0,00023	12,37
Segmento 12	49,31	28	0,88	156	11,3	0,00023	17,65
Segmento 13	54,99	12	0,98	140	11,3	0,00023	19,57
Segmento 14	67,85	6	0,99	198	11,3	0,00023	34,73
Segmento 15	84,50	22	0,93	224	11,3	0,00023	45,61
Segmento 16	85,98	45	0,71	116	11,3	0,00023	18,33
Segmento 17	81,48	16	0,96	893	11,3	0,00023	181,78
Segmento 18	65,31	62	0,47	171	11,3	0,00023	13,63
Segmento 19	59,29	14	0,97	167	11,3	0,00023	24,97
Segmento 20	42,92	53	0,60	990	11,3	0,00023	66,45
Segmento 21	14,81	40	0,77	1397	11,3	0,00023	41,19
Segmento 22	-3,05	3	1,00	250	11,3	0,00023	-1,98
Segmento 23	-4,39	21	0,93	716	11,3	0,00023	-7,62
Flujo (t/d)							581,64

1206_1213	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	12,84	40	0,77	439	11,3	0,00023	11,22
Segmento 2	35,50	53	0,60	990	11,3	0,00023	54,97
Segmento 3	41,68	14	0,97	167	11,3	0,00023	17,55

1206_1213	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 4	49,72	62	0,47	171	11,3	0,00023	10,37
Segmento 5	74,60	16	0,96	893	11,3	0,00023	166,44
Segmento 6	89,48	45	0,71	116	11,3	0,00023	19,08
Segmento 7	91,24	22	0,93	224	11,3	0,00023	49,25
Segmento 8	86,66	6	0,99	198	11,3	0,00023	44,35
Segmento 9	79,45	12	0,98	140	11,3	0,00023	28,28
Segmento 10	72,09	28	0,88	156	11,3	0,00023	25,81
Segmento 11	54,86	60	0,50	216	11,3	0,00023	15,40
Segmento 12	28,37	21	0,93	114	11,3	0,00023	7,85
Segmento 13	45,85	81	0,16	130	11,3	0,00023	2,42
Segmento 14	23,20	36	0,81	119	11,3	0,00023	5,80
Segmento 15	24,05	18	0,95	142	11,3	0,00023	8,44
Segmento 16	11,66	50	0,64	258	11,3	0,00023	5,03
Flujo (t/d)							472,25

1206_1234	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	10,73	66	0,41	114	11,3	0,00023	1,29
Segmento 2	24,14	46	0,69	651	11,3	0,00023	28,37
Segmento 3	24,54	50	0,64	419	11,3	0,00023	17,18
Segmento 4	46,51	18	0,95	142	11,3	0,00023	16,32
Segmento 5	47,77	36	0,81	119	11,3	0,00023	11,95
Segmento 6	48,71	81	0,16	130	11,3	0,00023	2,57
Segmento 7	45,39	21	0,93	114	11,3	0,00023	12,56
Segmento 8	64,70	60	0,50	216	11,3	0,00023	18,16
Segmento 9	76,57	28	0,88	156	11,3	0,00023	27,41
Segmento 10	67,89	12	0,98	140	11,3	0,00023	24,16
Segmento 11	81,93	6	0,99	198	11,3	0,00023	41,93
Segmento 12	85,52	22	0,93	224	11,3	0,00023	46,16
Segmento 13	94,38	45	0,71	116	11,3	0,00023	20,12
Segmento 14	104,71	16	0,96	893	11,3	0,00023	233,61
Segmento 15	111,21	62	0,47	171	11,3	0,00023	23,20
Segmento 16	108,15	14	0,97	167	11,3	0,00023	45,55
Segmento 17	82,43	53	0,60	990	11,3	0,00023	127,64
Segmento 18	42,87	40	0,77	1397	11,3	0,00023	119,24
Segmento 19	12,24	3	1,00	250	11,3	0,00023	7,94
Flujo (t/d)							825,38

1806_0806	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	25,63	20	0,94	1597	8,4	0,00023	74,31
Segmento 2	57,13	59	0,52	498	8,4	0,00023	28,31
Segmento 3	89,86	41	0,75	615	8,4	0,00023	80,58

1806_0806	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 4	153,79	63	0,45	873	8,4	0,00023	117,76
Segmento 5	232,07	57	0,54	487	8,4	0,00023	118,92
Segmento 6	237,59	71	0,33	540	8,4	0,00023	80,70
Segmento 7	155,31	48	0,67	1132	8,4	0,00023	227,28
Segmento 8	61,18	45	0,71	596	8,4	0,00023	49,81
Segmento 9	43,86	16	0,96	499	8,4	0,00023	40,64
Segmento 10	32,66	20	0,94	362	8,4	0,00023	21,47
Segmento 11	14,27	19	0,95	531	8,4	0,00023	13,84
Flujo (t/d)							853,61

0309_0907	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	40,88	7	0,99	1772	2,7	0,00023	44,65
Segmento 2	93,91	37	0,80	454	2,7	0,00023	21,15
Segmento 3	73,27	2	1,00	4530	2,7	0,00023	205,99
Segmento 4	12,86	2	1,00	1200	2,7	0,00023	9,58
Flujo (t/d)							271,79

0309_1025	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	5,90	47	0,68	502	2,7	0,00023	1,25
Segmento 2	16,63	31	0,86	253	2,7	0,00023	2,24
Segmento 3	20,80	54	0,59	327	2,7	0,00023	2,48
Segmento 4	40,41	68	0,37	547	2,7	0,00023	5,14
Segmento 5	67,57	55	0,57	484	2,7	0,00023	11,65
Segmento 6	121,76	61	0,48	876	2,7	0,00023	32,11
Segmento 7	168,98	39	0,78	615	2,7	0,00023	50,15
Segmento 8	145,72	57	0,54	498	2,7	0,00023	24,54
Segmento 9	93,83	2	1,00	3638	2,7	0,00023	211,85
Flujo (t/d)							341,42

0309_1059	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	15,51	25	0,91	837	2,7	0,00023	7,31
Segmento 2	24,25	59	0,52	498	2,7	0,00023	3,86
Segmento 3	34,87	41	0,75	615	2,7	0,00023	10,05
Segmento 4	63,12	63	0,45	873	2,7	0,00023	15,53
Segmento 5	82,56	57	0,54	487	2,7	0,00023	13,60
Segmento 6	88,77	71	0,33	540	2,7	0,00023	9,69
Segmento 7	101,34	48	0,67	1132	2,7	0,00023	47,67
Segmento 8	84,75	45	0,71	596	2,7	0,00023	22,18
Segmento 9	104,57	16	0,96	499	2,7	0,00023	31,15
Segmento 10	87,97	20	0,94	362	2,7	0,00023	18,58
Segmento 11	104,04	19	0,95	531	2,7	0,00023	32,44

0309_1059	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 12	88,75	37	0,80	603	2,7	0,00023	26,54
Segmento 13	97,59	52	0,62	574	2,7	0,00023	21,42
Segmento 14	103,68	1	1,00	286	2,7	0,00023	18,41
Segmento 15	98,67	24	0,91	414	2,7	0,00023	23,17
Segmento 16	101,88	64	0,44	576	2,7	0,00023	15,98
Segmento 17	47,33	85	0,09	284	2,7	0,00023	0,73
Segmento 18	42,83	54	0,59	277	2,7	0,00023	4,33
Segmento 19	53,04	11	0,98	354	2,7	0,00023	11,45
Segmento 20	53,29	34	0,83	131	2,7	0,00023	3,59
Segmento 21	44,83	21	0,93	343	2,7	0,00023	8,92
Segmento 22	38,77	6	0,99	251	2,7	0,00023	6,01
Segmento 23	32,97	14	0,97	515	2,7	0,00023	10,23
Flujo (t/d)							362,84

0309_1127	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	5,82	28	0,88	1397	0	0,00023	0
Segmento 2	10,24	11	0,98	250	0	0,00023	0
Segmento 3	28,24	13	0,97	274	2,8	0,00023	4,85
Segmento 4	55,94	14	0,97	515	2,8	0,00023	18,00
Segmento 5	74,70	6	0,99	251	2,8	0,00023	12,01
Segmento 6	97,31	21	0,93	343	2,8	0,00023	20,07
Segmento 7	134,40	34	0,83	131	2,8	0,00023	9,40
Segmento 8	101,86	11	0,98	354	2,8	0,00023	22,80
Segmento 9	69,29	54	0,59	277	2,8	0,00023	7,27
Segmento 10	56,21	85	0,09	284	2,8	0,00023	0,90
Segmento 11	71,78	64	0,44	576	2,8	0,00023	11,67
Segmento 12	111,15	24	0,91	414	2,8	0,00023	27,07
Segmento 13	130,49	1	1,00	286	2,8	0,00023	24,03
Segmento 14	127,70	52	0,62	574	2,8	0,00023	29,06
Segmento 15	103,04	37	0,80	603	2,8	0,00023	31,96
Segmento 16	70,67	19	0,95	531	2,8	0,00023	22,85
Segmento 17	69,04	20	0,94	362	2,8	0,00023	15,12
Segmento 18	56,10	16	0,96	499	2,8	0,00023	17,33
Segmento 19	27,90	45	0,71	596	0	0,00023	0
Flujo (t/d)							269,53

0309_1209	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	3,26	28	0,88	1316	2,8	0,00023	
Segmento 2	7,47	11	0,98	250	2,8	0,00023	1,18
Segmento 3	35,74	13	0,97	1319	2,8	0,00023	29,58
Segmento 4	74,40	14	0,97	515	2,8	0,00023	23,94

0309_1209	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 5	73,22	6	0,99	251	2,8	0,00023	11,77
Segmento 6	69,00	21	0,93	343	2,8	0,00023	14,23
Segmento 7	59,43	34	0,83	131	2,8	0,00023	4,16
Segmento 8	93,62	11	0,98	354	2,8	0,00023	20,95
Segmento 9	99,21	54	0,59	277	2,8	0,00023	10,40
Segmento 10	94,03	85	0,09	284	2,8	0,00023	1,50
Segmento 11	71,58	64	0,44	576	2,8	0,00023	11,64
Segmento 12	64,94	24	0,91	414	2,8	0,00023	15,82
Segmento 13	71,32	1	1,00	286	2,8	0,00023	13,13
Segmento 14	47,67	52	0,62	574	2,8	0,00023	10,85
Segmento 15	18,46	37	0,80	603	2,8	0,00023	5,73
Segmento 16	11,44	19	0,95	531	2,8	0,00023	
Segmento 17	5,59	20	0,94	362	2,8	0,00023	
Segmento 18	4,08	16	0,96	499	2,8	0,00023	
Segmento 19	1,07	45	0,71	491	2,8	0,00023	

Flujo (t/d) 174,88

0309_1232	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	33,35	64	0,44	576	2,8	0,00023	5,42
Segmento 2	44,14	85	0,09	284	2,8	0,00023	0,70
Segmento 3	49,77	54	0,59	277	2,8	0,00023	5,22
Segmento 4	71,46	11	0,98	354	2,8	0,00023	15,99
Segmento 5	57,75	34	0,83	131	2,8	0,00023	4,04
Segmento 6	69,76	21	0,93	343	2,8	0,00023	14,39
Segmento 7	59,70	6	0,99	251	2,8	0,00023	9,60
Segmento 8	48,41	14	0,97	515	2,8	0,00023	15,58
Segmento 9	112,29	13	0,97	1319	2,8	0,00023	92,94

Flujo (t/d) 163,88

2811_0924	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	21,86	45	0,71	397	5,5	0,0023	77,64
Segmento 2	58,94	1	1,00	2777	5,5	0,0023	2070,09

Flujo (t/d) 2147,72

2811_1005	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	9,316172	22	0,9271839	171	5,5	0,0023	18,6848662
Segmento 2	53,522071	1	0,9998477	2214	5,5	0,0023	1498,76968
Segmento 3	10,601733	1	0,9998477	210	5,5	0,0023	28,1592136

Flujo (t/d) 1545,6138

2811_1028	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	36,08	22	0,93	308	5,5	0,0023	130,35
Segmento 2	100,69	1	1,00	1768	5,5	0,0023	2251,60
Segmento 3	11,65	1	1,00	350	5,5	0,0023	51,55
Flujo (t/d)							2381,95

2811_1045	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	31,28	22	0,93	969	5,5	0,0023	355,54
Segmento 2	41,34	1	1,00	2496	5,5	0,0023	1305,08
Flujo (t/d)							1660,61

2811_1052	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	38,10	1	1,00	2345	5,5	0,0023	1130,13
Segmento 2	24,55	22	0,93	429	5,5	0,0023	123,55
Segmento 3	4,460	22	0,93	134	5,5	0,0023	7,01
Flujo (t/d)							1260,69

2811_1145	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	35,52	17	0,95	5730	5,3	0,0023	2373,09
Flujo (t/d)							2373,09

2811_1154	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	30,73	17	0,95	1984	5,3	0,0023	781,35
Flujo (t/d)							781,35

2811_1202	[SO2]	a	cos(a)	d	v (m/s)	Cf	Flujo
Segmento 1	31,95	17	0,96	3660	5,3	0,0023	1363,36
Flujo (t/d)							1363,36

ANEXO 2

TAMIZAJE; TABLAS Y GRÁFICOS



Se encuentra cada una de las tablas obtenidas para las muestras tamizadas y analizadas mediante GRADISTAT, donde se incluyen los resultados con los principales parámetros estadísticos, y también se adjunta el gráfico de distribución acumulada (ϕ).

Finalmente, se grafican las muestras de matriz, categorizando todas como Grava Arenosa.

SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P4.1

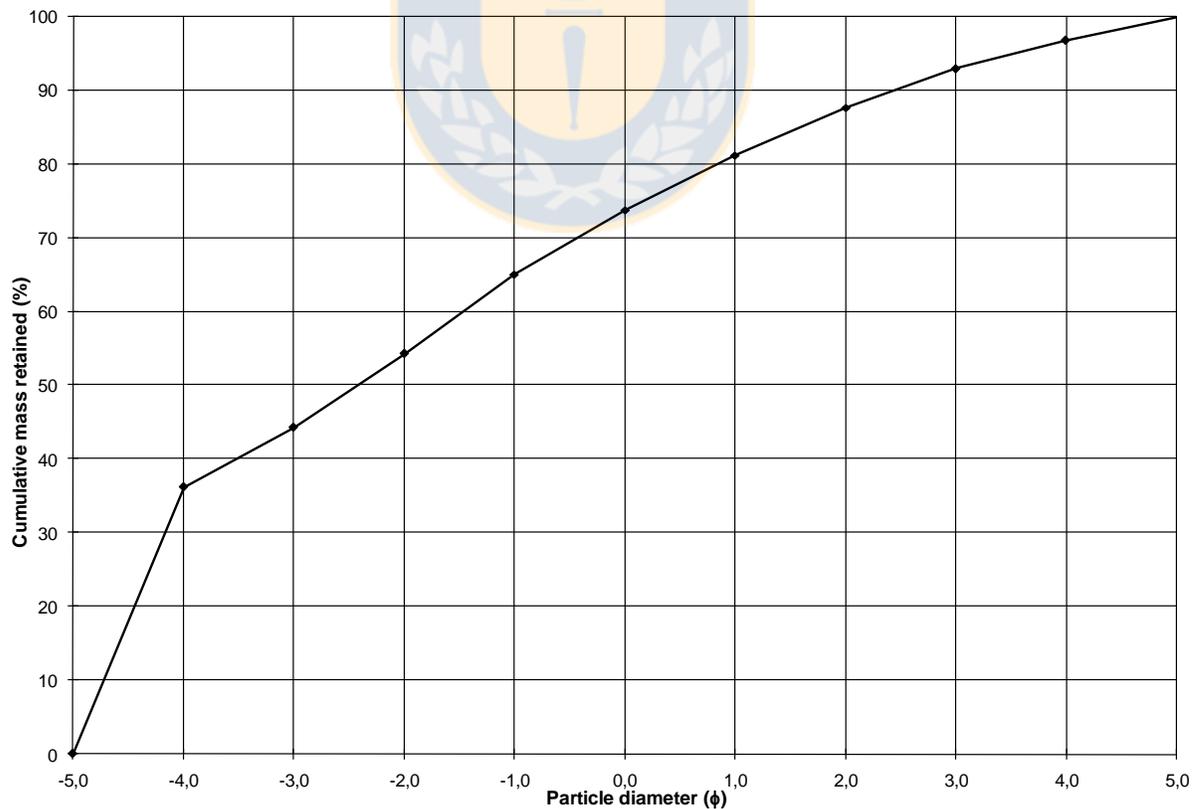
ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Bimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Sandy Coarse Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
MODE 1:	24000,0	-4,500			GRAVEL: 65,1%	COARSE SAND: 7,4%	
MODE 2:	3000,0	-1,500			SAND: 31,7%	MEDIUM SAND: 6,4%	
MODE 3:					MUD: 3,2%	FINE SAND: 5,3%	
D ₁₀ :	184,9	-4,724				V FINE SAND: 3,8%	
MEDIAN or D ₅₀ :	5393,1	-2,431			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 3,2%	
D ₉₀ :	26423,7	2,435			COARSE GRAVEL: 36,2%	COARSE SILT: 0,0%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	142,9	-0,515			MEDIUM GRAVEL: 8,1%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	26238,8	7,159			FINE GRAVEL: 10,0%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	22,14	-0,037			V FINE GRAVEL: 10,8%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	18931,6	4,469			V COARSE SAND: 8,7%	CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description	
	mm	mm	f	mm	f		
MEAN (\bar{x}):	10809,9	3542,2	-1,825	3616,4	-1,855	Very Fine Gravel	
SORTING (s):	10399,2	6,669	2,737	6,806	2,767	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (sk):	0,355	-0,697	0,697	-0,355	0,355	Very Fine Skewed	
KURTOSIS (K):	1,300	2,314	2,314	0,769	0,769	Platykurtic	



SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P4.2

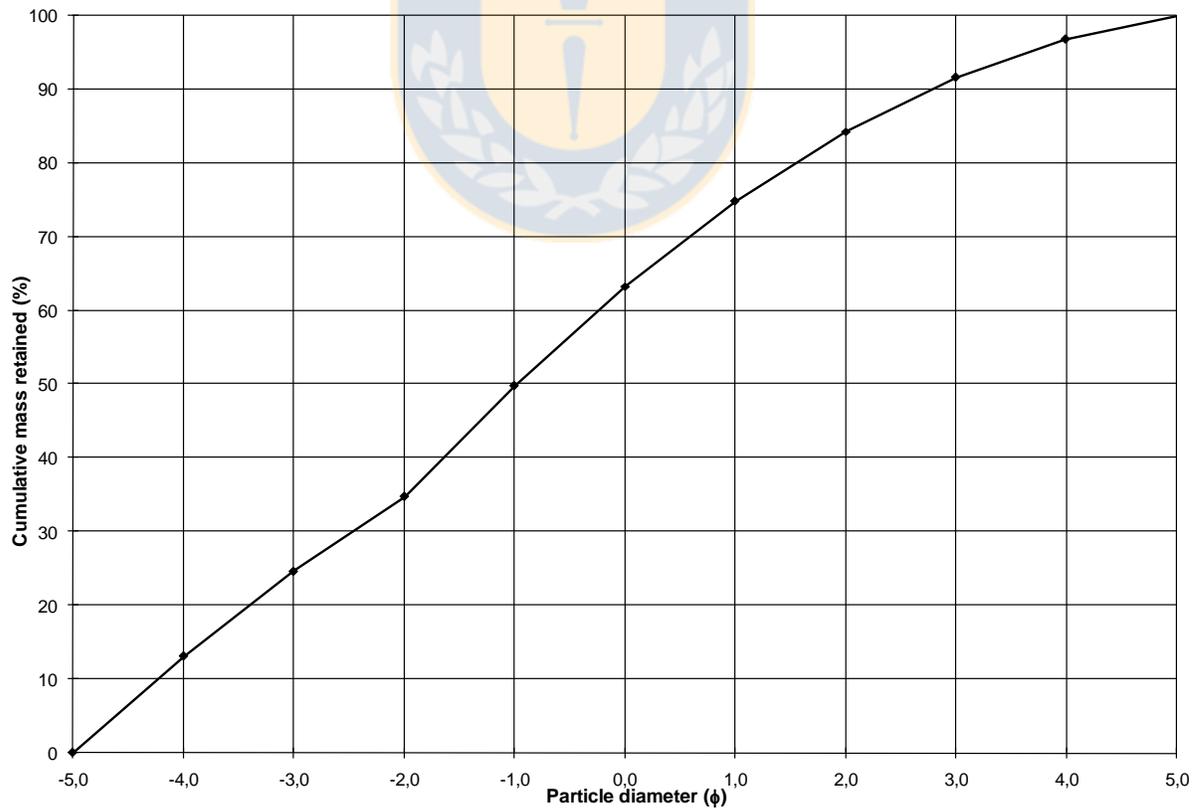
ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Bimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Sandy Very Fine Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
MODE 1:	3000,0	-1,500			GRAVEL: 49,8%	COARSE SAND: 11,5%	
MODE 2:	24000,0	-4,500			SAND: 47,1%	MEDIUM SAND: 9,5%	
MODE 3:					MUD: 3,1%	FINE SAND: 7,3%	
D ₁₀ :	146,2	-4,236				V FINE SAND: 5,2%	
MEDIAN or D ₅₀ :	1976,1	-0,983			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 3,1%	
D ₉₀ :	18843,3	2,774			COARSE GRAVEL: 13,1%	COARSE SILT: 0,0%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	128,9	-0,655			MEDIUM GRAVEL: 11,6%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	18697,1	7,010			FINE GRAVEL: 10,1%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	15,84	-0,344			V FINE GRAVEL: 15,0%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	7320,9	3,986			V COARSE SAND: 13,6%	CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description	
	mm	mm	f	mm	f		
MEAN (\bar{x}):	5931,1	1780,7	-0,832	1894,2	-0,922	Very Coarse Sand	
SORTING (s):	7889,6	5,737	2,520	6,407	2,680	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (Sk):	1,465	-0,252	0,252	-0,076	0,076	Symmetrical	
KURTOSIS (K):	3,748	2,140	2,140	0,849	0,849	Platykurtic	



SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P12

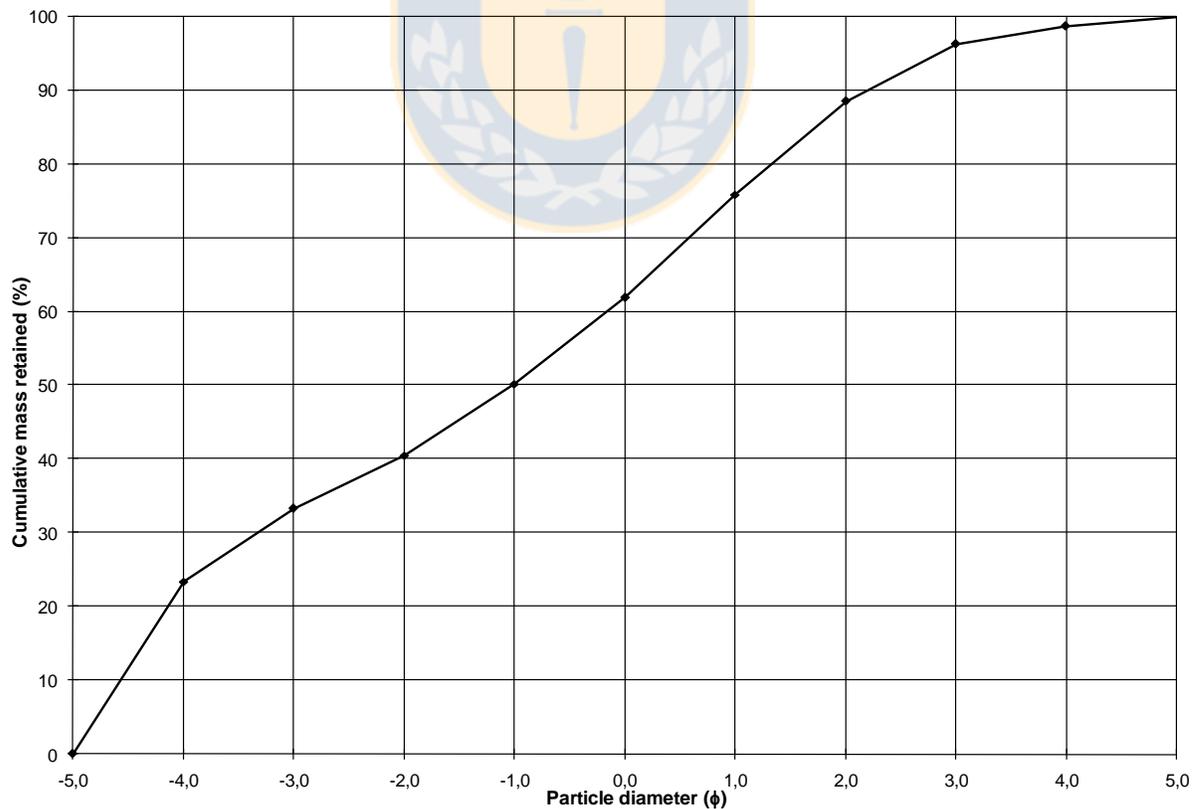
ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Bimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Sandy Coarse Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
	mm	f					
MODE 1:	24000,0	-4,500			GRAVEL: 50,2%	COARSE SAND: 13,9%	
MODE 2:	750,0	0,500			SAND: 48,5%	MEDIUM SAND: 12,7%	
MODE 3:					MUD: 1,3%	FINE SAND: 7,7%	
D ₁₀ :	220,2	-4,573				V FINE SAND: 2,4%	
MEDIAN or D ₅₀ :	2027,4	-1,020			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 1,3%	
D ₉₀ :	23794,6	2,183			COARSE GRAVEL: 23,4%	COARSE SILT: 0,0%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	108,1	-0,477			MEDIUM GRAVEL: 10,0%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	23574,4	6,756			FINE GRAVEL: 7,2%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	27,37	-0,244			V FINE GRAVEL: 9,7%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	13786,3	4,775			V COARSE SAND: 11,8%	CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description	
	mm	mm	f	mm	f		
MEAN (\bar{x}):	7875,8	2280,7	-1,189	2349,4	-1,232	Very Fine Gravel	
SORTING (s):	9533,2	5,929	2,568	6,245	2,643	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (sk):	0,911	-0,119	0,119	0,048	-0,048	Symmetrical	
KURTOSIS (K):	2,090	1,800	1,800	0,654	0,654	Very Platykurtic	



SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P13

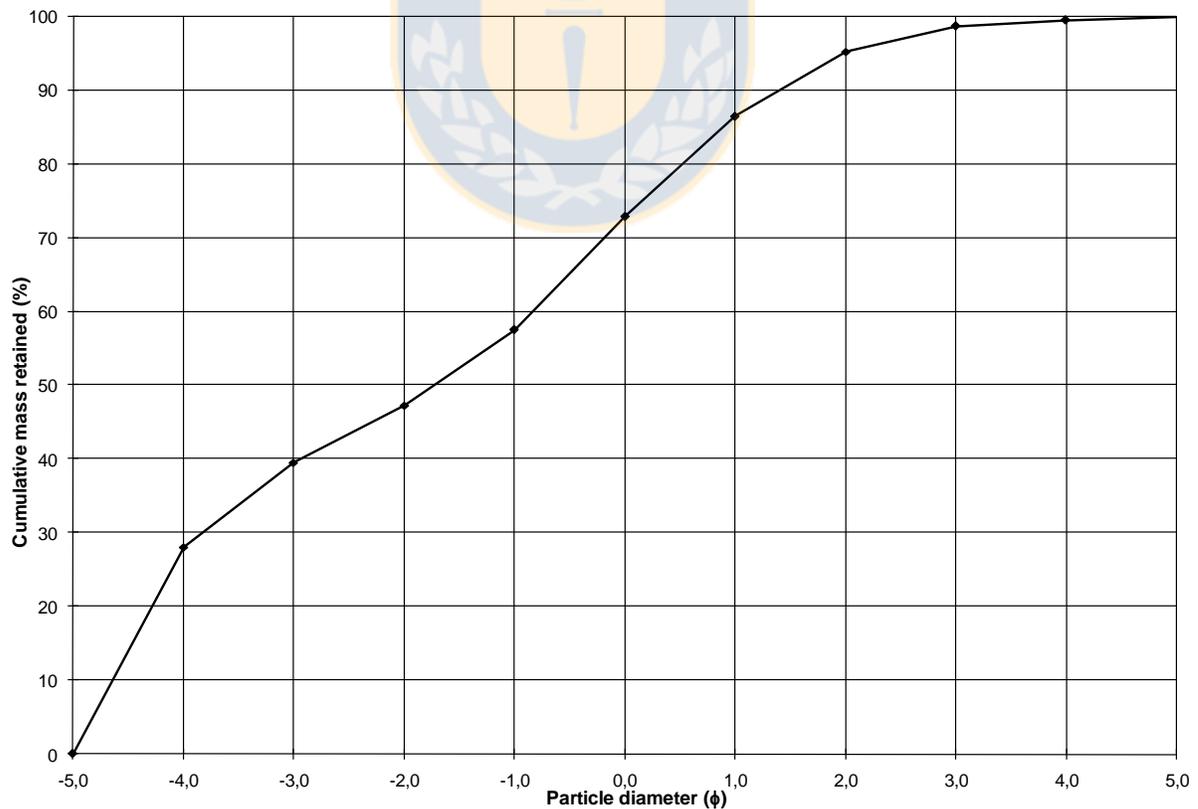
ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Bimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Sandy Coarse Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
MODE 1:	24000,0	-4,500			GRAVEL: 57,5%	COARSE SAND: 13,6%	
MODE 2:	1500,0	-0,500			SAND: 42,1%	MEDIUM SAND: 8,7%	
MODE 3:					MUD: 0,4%	FINE SAND: 3,5%	
D ₁₀ :	379,8	-4,644				V FINE SAND: 0,8%	
MEDIAN or D ₅₀ :	3332,0	-1,736			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,4%	
D ₉₀ :	25003,3	1,397			COARSE GRAVEL: 28,1%	COARSE SILT: 0,0%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	65,83	-0,301			MEDIUM GRAVEL: 11,5%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	24623,5	6,041			FINE GRAVEL: 7,7%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	19,18	-0,037			V FINE GRAVEL: 10,2%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	16368,6	4,261			V COARSE SAND: 15,4%	CLAY: 0,0%	
			METHOD OF MOMENTS		FOLK & WARD METHOD		
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description	
	mm	mm	f	mm	f		
MEAN (\bar{x}):	9264,5	3378,2	-1,756	3444,9	-1,784	Very Fine Gravel	
SORTING (s):	9832,0	5,003	2,323	5,063	2,340	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (Sk):	0,653	-0,266	0,266	-0,032	0,032	Symmetrical	
KURTOSIS (K):	1,666	1,880	1,880	0,653	0,653	Very Platykurtic	



SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P11

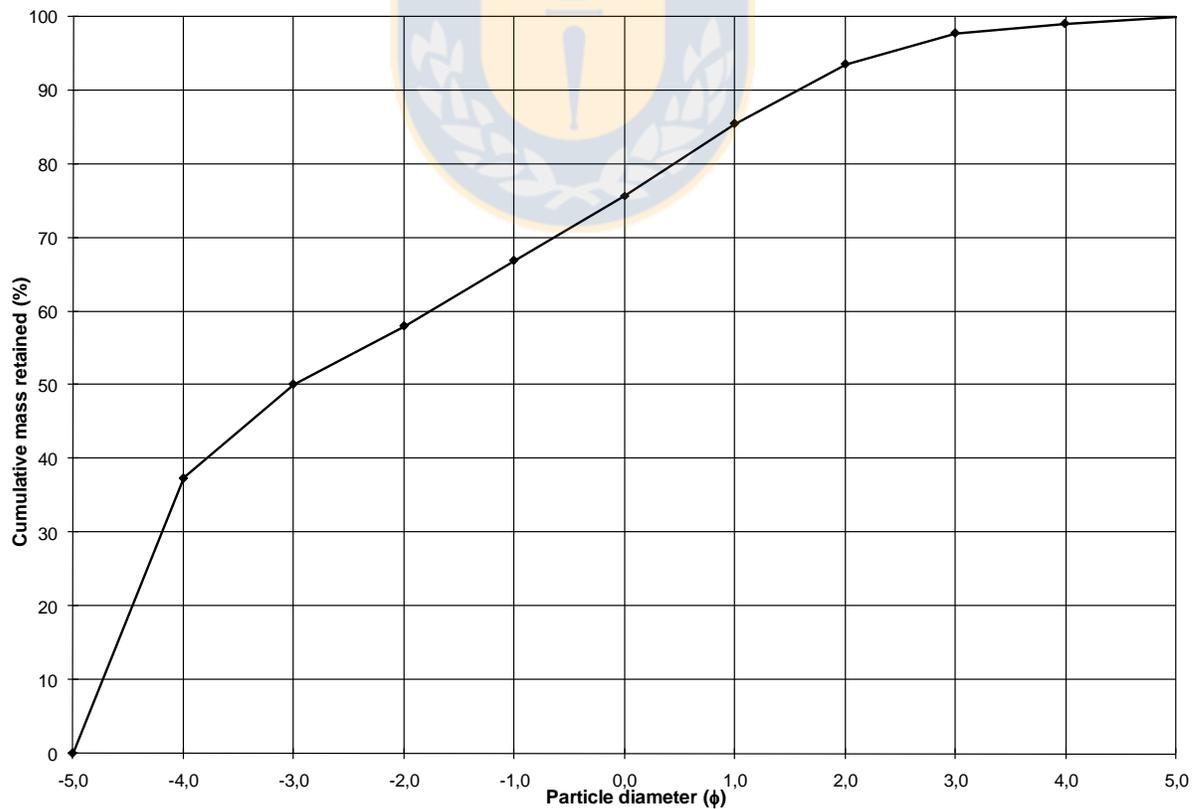
ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Trimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Sandy Coarse Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
MODE 1:	24000,0	-4,500			GRAVEL: 66,9%	COARSE SAND: 9,8%	
MODE 2:	750,0	0,500			SAND: 32,2%	MEDIUM SAND: 8,0%	
MODE 3:	3000,0	-1,500			MUD: 0,9%	FINE SAND: 4,2%	
D ₁₀ :	339,7	-4,733			V FINE SAND: 1,4%		
MEDIAN or D ₅₀ :	8048,5	-3,009			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 0,9%	
D ₉₀ :	26586,7	1,558			COARSE GRAVEL: 37,4%	COARSE SILT: 0,0%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	78,27	-0,329			MEDIUM GRAVEL: 12,7%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	26247,0	6,290			FINE GRAVEL: 8,0%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	18,98	0,020			V FINE GRAVEL: 8,8%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	19073,6	4,247			V COARSE SAND: 8,8%	CLAY: 0,0%	
METHOD OF MOMENTS							
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	FOLK & WARD METHOD			
	mm	mm	f	Geometric	Logarithmic	Description	
				mm	f		
MEAN (\bar{x}):	11490,0	4412,8	-2,142	4743,7	-2,246	Fine Gravel	
SORTING (s):	10278,3	5,523	2,465	5,452	2,447	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (sk):	0,232	-0,676	0,676	-0,454	0,454	Very Fine Skewed	
KURTOSIS (K):	1,269	2,227	2,227	0,696	0,696	Platykurtic	



SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P9

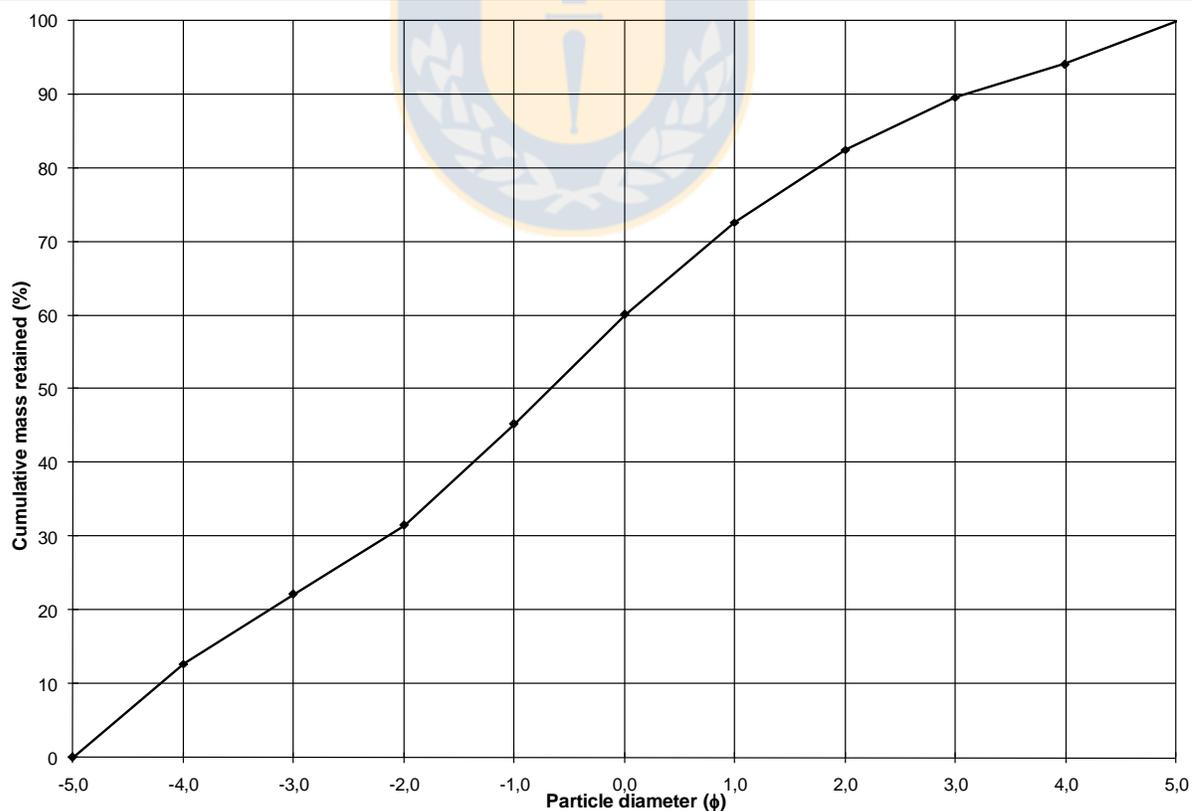
ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Trimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Muddy Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Very Coarse Silty Sandy Very Fine Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
MODE 1:	1500,0	-0,500			GRAVEL: 45,3%	COARSE SAND: 12,5%	
MODE 2:	24000,0	-4,500			SAND: 48,9%	MEDIUM SAND: 9,8%	
MODE 3:	47,00	4,500			MUD: 5,8%	FINE SAND: 7,1%	
D ₁₀ :	118,4	-4,214			V FINE SAND: 4,5%		
MEDIAN or D ₅₀ :	1605,1	-0,683			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 5,7%	
D ₉₀ :	18555,5	3,078			COARSE GRAVEL: 12,7%	COARSE SILT: 0,1%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	156,7	-0,730			MEDIUM GRAVEL: 9,4%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	18437,1	7,292			FINE GRAVEL: 9,4%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	15,28	-0,459			V FINE GRAVEL: 13,7%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	6054,7	3,933			V COARSE SAND: 14,9%	CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description	
	mm	mm	f	mm	f		
MEAN (\bar{x}):	5533,5	1524,3	-0,608	1634,0	-0,708	Very Coarse Sand	
SORTING (s):	7826,1	6,038	2,594	6,919	2,790	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (Sk):	1,584	-0,209	0,209	-0,045	0,045	Symmetrical	
KURTOSIS (K):	4,075	2,176	2,176	0,911	0,911	Mesokurtic	



SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P7

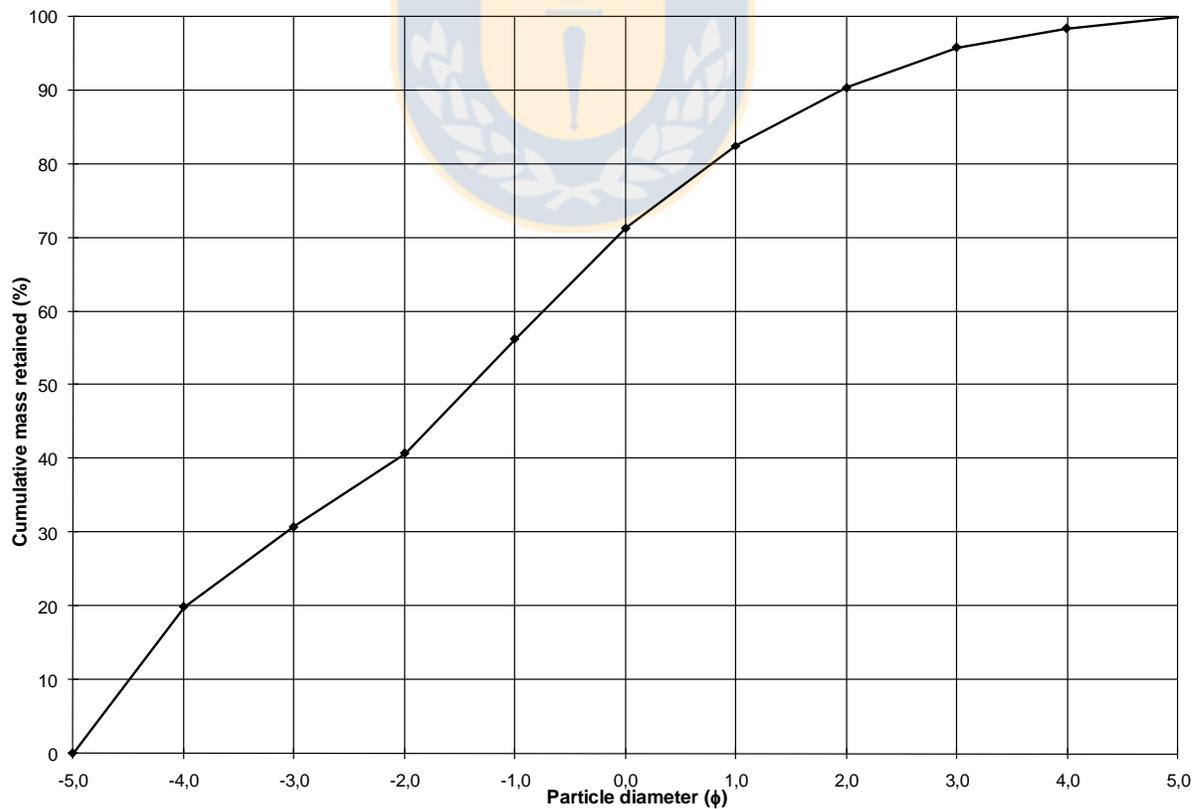
ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Bimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Sandy Coarse Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
	mm	f					
MODE 1:	24000,0	-4,500			GRAVEL: 56,3%	COARSE SAND: 11,2%	
MODE 2:	3000,0	-1,500			SAND: 42,2%	MEDIUM SAND: 7,9%	
MODE 3:					MUD: 1,6%	FINE SAND: 5,5%	
D ₁₀ :	258,7	-4,497				V FINE SAND: 2,6%	
MEDIAN or D ₅₀ :	2645,0	-1,403			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 1,6%	
D ₉₀ :	22580,9	1,951			COARSE GRAVEL: 19,9%	COARSE SILT: 0,0%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	87,28	-0,434			MEDIUM GRAVEL: 10,9%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	22322,2	6,448			FINE GRAVEL: 9,9%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	14,49	-0,093			V FINE GRAVEL: 15,6%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	10758,1	3,857			V COARSE SAND: 15,1%	CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description	
	mm	mm	f	mm	f		
MEAN (\bar{x}):	7495,3	2570,5	-1,362	2771,1	-1,470	Very Fine Gravel	
SORTING (s):	8912,3	5,229	2,386	5,641	2,496	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (Sk):	1,068	-0,337	0,337	-0,041	0,041	Symmetrical	
KURTOSIS (K):	2,500	2,268	2,268	0,807	0,807	Platykurtic	



SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P6

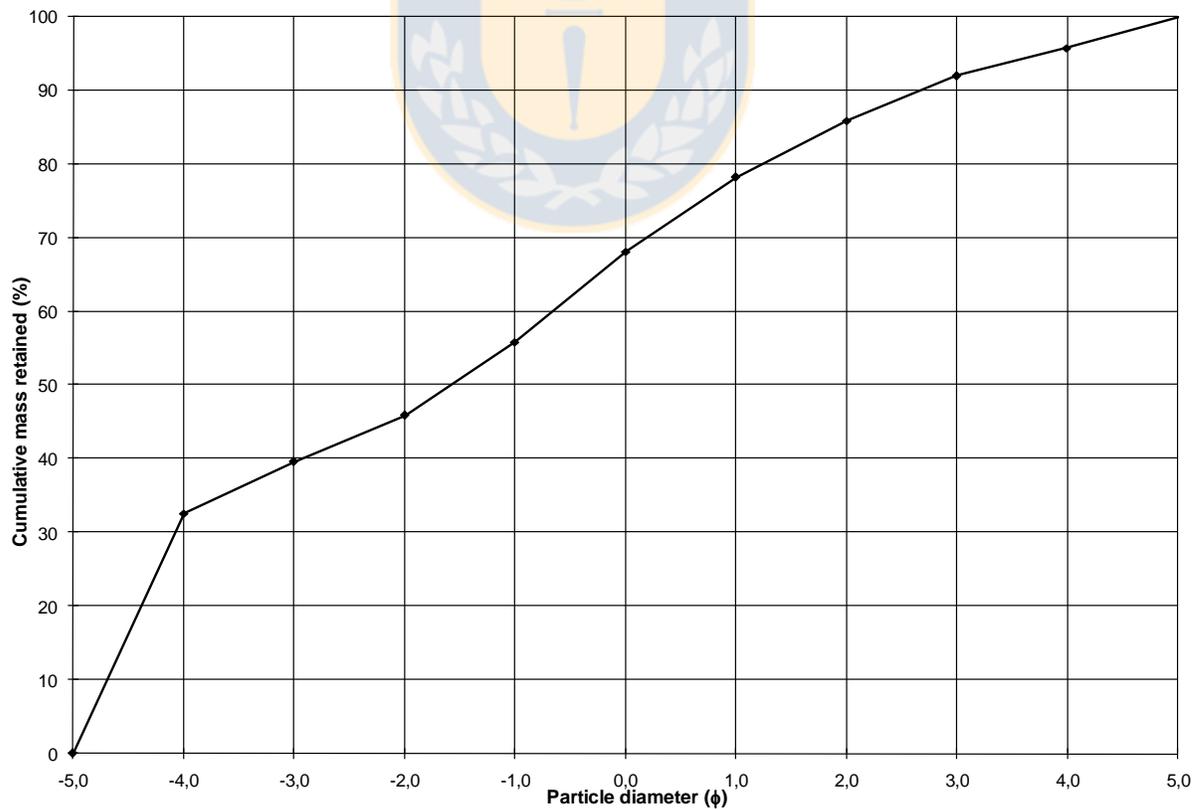
ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Bimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Sandy Coarse Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
MODE 1:	24000,0	-4,500			GRAVEL: 55,9%	COARSE SAND: 10,0%	
MODE 2:	1500,0	-0,500			SAND: 40,0%	MEDIUM SAND: 7,7%	
MODE 3:					MUD: 4,2%	FINE SAND: 6,1%	
D ₁₀ :	157,1	-4,693				V FINE SAND: 3,8%	
MEDIAN or D ₅₀ :	3005,7	-1,588			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 4,1%	
D ₉₀ :	25869,4	2,670			COARSE GRAVEL: 32,6%	COARSE SILT: 0,0%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	164,7	-0,569			MEDIUM GRAVEL: 7,0%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	25712,3	7,363			FINE GRAVEL: 6,3%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	30,13	-0,161			V FINE GRAVEL: 10,0%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	18179,5	4,913			V COARSE SAND: 12,3%	CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description	
	mm	mm	f	mm	f		
MEAN (\bar{x}):	9644,5	2713,8	-1,440	2728,5	-1,448	Very Fine Gravel	
SORTING (s):	10406,7	7,038	2,815	7,326	2,873	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (Sk):	0,544	-0,443	0,443	-0,156	0,156	Fine Skewed	
KURTOSIS (K):	1,445	2,018	2,018	0,720	0,720	Platykurtic	



SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P2

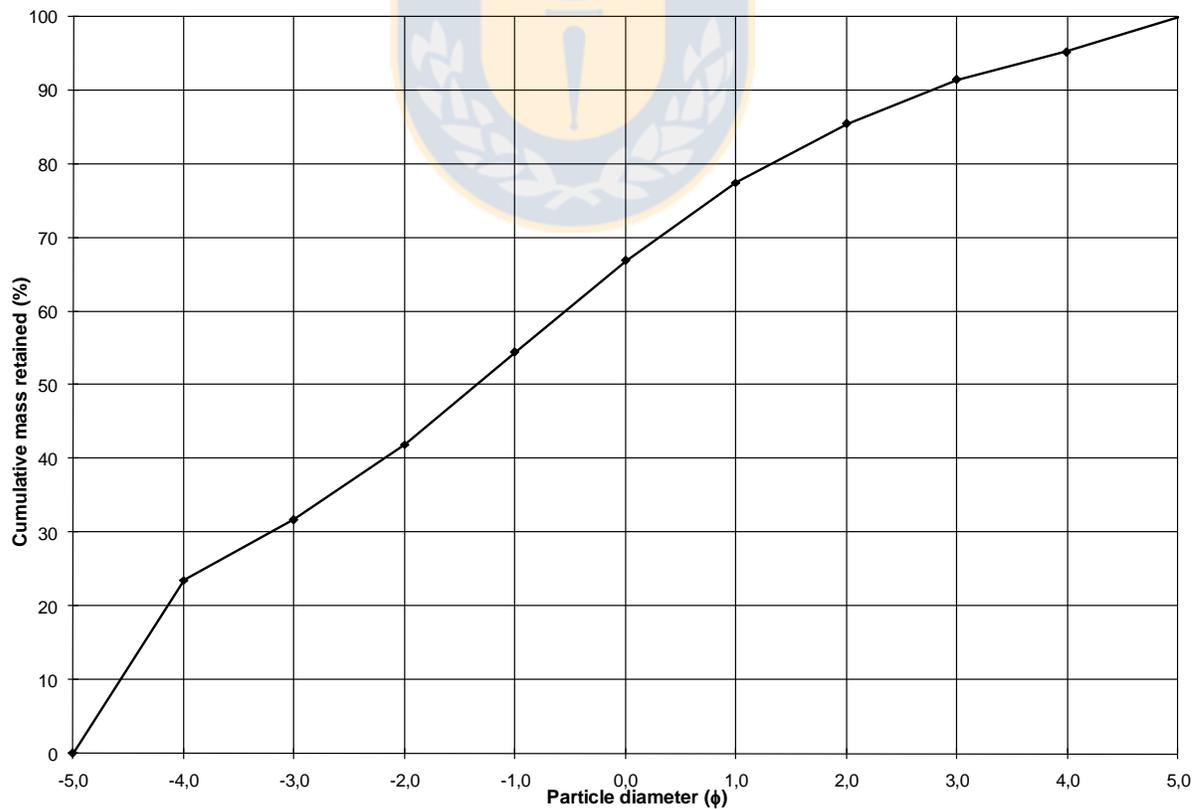
ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Trimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Muddy Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Very Coarse Silty Sandy Coarse Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
	mm	f					
MODE 1:	24000,0	-4,500			GRAVEL: 54,5%	COARSE SAND: 10,6%	
MODE 2:	3000,0	-1,500			SAND: 40,9%	MEDIUM SAND: 7,9%	
MODE 3:	47,00	4,500			MUD: 4,7%	FINE SAND: 6,0%	
D ₁₀ :	147,9	-4,576				V FINE SAND: 3,9%	
MEDIAN or D ₅₀ :	2562,7	-1,358			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 4,6%	
D ₉₀ :	23846,9	2,757			COARSE GRAVEL: 23,6%	COARSE SILT: 0,1%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	161,2	-0,603			MEDIUM GRAVEL: 8,2%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	23699,0	7,333			FINE GRAVEL: 10,2%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	24,02	-0,199			V FINE GRAVEL: 12,5%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	13585,9	4,586			V COARSE SAND: 12,5%	CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description	
	mm	mm	f	mm	f		
MEAN (\bar{x}):	7940,9	2273,0	-1,185	2442,6	-1,288	Very Fine Gravel	
SORTING (s):	9468,8	6,529	2,707	7,226	2,853	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (sk):	0,930	-0,395	0,395	-0,123	0,123	Fine Skewed	
KURTOSIS (K):	2,124	2,140	2,140	0,778	0,778	Platykurtic	



SAMPLE STATISTICS

SAMPLE IDENTITY: P5

ANALYST & DATE: ,

SAMPLE TYPE: Trimodal, Very Poorly Sorted

TEXTURAL GROUP: Sandy Gravel

SEDIMENT NAME: Sandy Very Fine Gravel

	mm		f		GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
MODE 1:	1500,0	-0,500			GRAVEL: 45,0%	COARSE SAND: 13,5%	
MODE 2:	24000,0	-4,500			SAND: 50,5%	MEDIUM SAND: 9,3%	
MODE 3:	47,00	4,500			MUD: 4,5%	FINE SAND: 6,1%	
D ₁₀ :	154,5	-4,039			V FINE SAND: 3,6%		
MEDIAN or D ₅₀ :	1649,2	-0,722			V COARSE GRAVEL: 0,0%	V COARSE SILT: 4,5%	
D ₉₀ :	16436,9	2,695			COARSE GRAVEL: 10,4%	COARSE SILT: 0,1%	
(D ₉₀ / D ₁₀):	106,4	-0,667			MEDIUM GRAVEL: 9,2%	MEDIUM SILT: 0,0%	
(D ₉₀ - D ₁₀):	16282,4	6,733			FINE GRAVEL: 10,6%	FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ / D ₂₅):	10,45	-0,358			V FINE GRAVEL: 14,8%	V FINE SILT: 0,0%	
(D ₇₅ - D ₂₅):	5089,6	3,386			V COARSE SAND: 17,9%	CLAY: 0,0%	
	METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD			
	Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description	
	mm	mm	f	mm	f		
MEAN (\bar{x}):	5105,6	1599,1	-0,677	1703,4	-0,768	Very Coarse Sand	
SORTING (s):	7266,0	5,311	2,409	5,947	2,572	Very Poorly Sorted	
SKEWNESS (sk):	1,782	-0,247	0,247	-0,034	0,034	Symmetrical	
KURTOSIS (K):	4,910	2,420	2,420	1,015	1,015	Mesokurtic	

