



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

ESTIMACIÓN DE LA EMISIÓN DE DIÓXIDO DE AZUFRE EN PENACHOS VOLCÁNICOS MEDIANTE UNA CÁMARA ULTRAVIOLETA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

CAROLINA ANDREA GEOFFROY GÓMEZ

PROFESOR GUÍA

ÁLVARO AMIGO RAMOS

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

ÁNGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

ROBERTO RONDANELLI ROJAS

SANTIAGO DE CHILE

2014

Resumen

El presente trabajo de título tiene por objetivo la estimación de la concentración y flujos de dióxido de azufre (SO₂) en penachos volcánicos. En particular, se ha utilizado la cámara ultravioleta Envicam-2, la cual posee filtros que permiten el paso de radiación UV en las longitudes de onda de interés. Mediante la aplicación de la ley de Lambert-Beer, se determina si existe absorción de radiación asociada a la presencia de SO₂ para posteriormente cuantificar la concentración mediante celdas de calibración apropiadas. Finalmente, utilizando la velocidad del viento como una aproximación al movimiento del penacho, se estima la emisión de SO₂ a la atmósfera a través de flujos.

En este trabajo se expone la creación y aplicación de una metodología para el uso de la cámara ultravioleta Envicam-2 y la posterior obtención de concentraciones y flujos de SO₂ en volcanes que presentan desgasificación pasiva. En este caso, se realizaron mediciones en los volcanes Láscar, Ollagüe e Iruputuncu, ubicados en el norte de Chile, bajo condiciones meteorológicas óptimas.

La cámara permite una adquisición de imágenes en forma relativamente simple y expedita. Utiliza como fuente la radiación solar y puede ser utilizada hasta distancias de unos 10 km del centro de emisión.

Los resultados indican concentraciones dentro de los rangos esperados para los tres volcanes, en general entre los 400 a 1700 ppm m. En el caso del volcán Láscar, se obtuvo flujos de SO₂ entre 250 a 500 ton/día aproximadamente para una misma imagen del penacho. En particular, la velocidad del viento se determinó a partir del escalamiento de las propias imágenes y son concordantes con datos extraídos de modelos numéricos regionales, así como con la información meteorológica del centro astronómico *ALMA*, ubicado a unos 40 km al norte del volcán.

Este trabajo abre la puerta a futuros desafíos relacionados con la detección remota de gases volcánicos. En particular, la evolución en el tiempo de la emisión de SO₂ en volcanes activos puede convertirse en una poderosa herramienta de monitoreo.

A mi familia ♥

Agradecimientos

Quisiera agradecer a SERNAGEOMIN porque con sus cámaras se pudo llevar a cabo esta memoria y al CEGA por financiar mis terrenos.

A mi profesor guía, Álvaro Amigo, por su apoyo constante y motivación por que todo saliera bien. A los profesores de la comisión, Ángelo Castruccio y Roberto Rondanelli, por su buena disposición para corregir y mejorar mi trabajo. A Fred Prata, Kerstin Stebel, Claudia Bucarey y Verónica Rodríguez por su gran ayuda.

A Blanca por gestionar todo, aguantarme todas las veces que iba a molestarla para imprimir y por más de alguna buena conversa en momentos de colapso.

A los bonitos de mi geocurso y de la sala de memoristas: Gabi, Vale, Ñaña, Gilla, Dani Villela, Fabi, Salo, Flop, Rurik, Churris, Aralito (gracias por toda la ayuda con MATLAB), Pancho Cáceres, Fel, Roxi, Pancha, Chequetere, Ale, Curotto, Tito, Oliver, Javier, Lucas, Venao, Seba, Gordo, Chumis, Dani Fuentes, Babi, Pau, Chewy, Chino, Juanfi, Gato, Justin, Eduardo, Pancho Parra, Pipe, Lauris, Kathy, Mari, Flo Rosas. Gracias por todos los buenos momentos en terrenos, en clases y en la sala del mal (Gracias especiales a todos los que aportaron ayudándome en mi memoria).

A las guapísimas de la U: Feñi, Flo Ramaciotti, Pasita, Nico Pacheco, Coni Miranda, Dani Morales y todas las niñas del voleibol de la facultad. Por estos 6 años de amistad.

A mis amigos de la zona, del colegio, de la vida: Benja, Levi, Belu, Pau, Afro, Jeshi, Osito, Fer, Fabi, Gabi, Metal, Cami, Jana, Claudio, Melissa, Toto, Newman, Pancha, Danae. Por toda una vida de buenos y malos momentos, por estar ahí aún después de tanto tiempo sin vernos y por todas las veces durante estos meses que me ayudaron a distraerme y alegraron mis fines de semana.

A mi familia: a todos mis abuelos, tíos y primos, por todas esas maravillosas onces familiares energizantes. Y por supuesto: mis papás, que siempre confían en mí, me dan su apoyo en todo y gracias a ellos estoy aquí; mis hermanos Rob y Poli, por las peleas y las risas que nos unen cada día más (Gracias Rob por ayudarme tanto con mis problemas con la tecnología). Los amo demasiado!

En general a todos los que aportan con su granito de arena a mi vida. Y en especial a Dios, porque gracias a su infinito amor tuve la fuerza para trabajar día a día durante toda mi carrera y en esta memoria.

Tabla de contenido

1.	Introducción.....	1
1.1.	Formulación del Problema.....	1
1.2.	Objetivos.....	4
1.2.1.	Objetivo General.....	4
1.2.2.	Objetivos Específicos.....	4
1.3.	Hipótesis de Trabajo.....	5
1.4.	Estructura de la Memoria.....	5
2.	Zona de Estudio.....	7
2.1.	Ubicación y Accesos Volcanes Seleccionados.....	7
2.2.	Geología Zona Volcánica Central.....	8
2.3.	Geología de los volcanes seleccionados.....	9
2.3.1.	Láscar.....	10
2.3.2.	Ollagüe.....	11
2.3.3.	Irruputuncu.....	11
2.4.	Topografía y Clima.....	12
2.4.1.	Topografía.....	12
2.4.2.	Clima.....	13
3.	Marco Teórico.....	14
3.1.	Radiación Ultravioleta.....	14
3.2.	Espectrometría Ultravioleta.....	15
3.3.	Espectro de Absorción del SO ₂	16
4.	Metodología.....	19
4.1.	Cámara UV Envicam-2.....	19
4.1.1.	Revisión Bibliográfica.....	19
4.1.2.	Principio Funcionamiento.....	20
4.1.3.	Características.....	21
4.2.	Condiciones Ideales de Medición.....	24
4.3.	Procedimiento de Adquisición de Datos en Terreno.....	24
4.4.	Procesamiento de Imágenes en Gabinete.....	26
5.	Resultados.....	35

5.1.	Mediciones en Terreno	35
5.2.	Estimación de Concentraciones	36
5.3.	Determinación de la Velocidad del Viento.....	43
5.4.	Determinación del Flujo	48
6.	Discusión	53
6.1.	Mediciones en Terreno	53
6.2.	Estimación de Concentraciones	56
6.3.	Determinación de la Velocidad del Viento.....	59
6.4.	Determinación del Flujo	61
6.5.	Cuantificación del Error	67
6.6.	Implicancias Geológicas y Meteorológicas	71
7.	Conclusiones	73
7.1.	Conclusiones sobre el Trabajo	73
7.2.	Recomendaciones a Futuro.....	74
8.	Bibliografía	76
9.	Anexos	82
9.1.	Acrónimos.....	82
9.2.	Manual uso cámara UV.....	82
9.3.	Tabla con concentraciones de SO ₂ en ppm m.....	85
9.4.	Figuras con concentraciones en ppm m.....	86
9.5.	Tablas y gráficos de vientos.....	89

Índice de Tablas

Tabla 1.1 Concentraciones de gases (en $\mu\text{mol}/\text{m}^3$) obtenidos en el volcán Láscar, el 18 de Enero del 2003.....	2
Tabla 1.2 Flujos de SO_2 obtenidos en el volcán Láscar, el 18 de Enero del 2003... ..	2
Tabla 4.1 Especificaciones técnicas de la cámara Envicam-2	23
Tabla 5.1 Detalle de los puntos de medición de cada salida a terreno.. ..	35
Tabla 5.2 Datos de latitud, longitud y altura para las localidades de Toconao, <i>ALMA</i> y cráter del volcán Láscar, así como los valores de latitud, longitud y nivel de presión utilizados en el reanálisis para la obtención de datos de velocidad del viento.....	47
Tabla 5.3 Velocidades del viento para el día 11/12/2013, para las mediciones del volcán Láscar desde el Flanco Norte.....	47
Tabla 6.1 Direcciones de viento obtenidas desde <i>NOAA</i> y <i>ALMA</i> , además de la dirección observada en terreno.. ..	62
Tabla 6.2 Datos de flujo para el día 11/12/2013 en el volcán Láscar, obtenidos desde DOAS OVDAS, considerando velocidad 3,9 m/s.	67
Tabla 6.3 Distintos tamaños de matrices dentro de la imagen <i>sky</i> , para obtener factor de ponderación entre las imágenes <i>sky</i> y <i>plume</i> , para que la zona del cielo de la imagen <i>plume</i> sea equivalente a la imagen <i>sky</i>	67
Tabla 6.4 Ancho de la imagen, donde se muestran las concentraciones en ppm m, y distancia recorrida de un carácter reconocible para dos secuencias de estas imágenes. Datos obtenidos desde el cálculo de nueve personas.....	69
Tabla 9.1 Valores de las máximas, promedios y mínimas concentraciones aproximadas de SO_2 en ppm m, obtenidas desde un sector de los penachos de las imágenes con concentraciones en ppm m para cada ubicación.....	85
Tabla 9.2 Velocidades de viento obtenidas en las estaciones meteorológicas en Toconao y <i>ALMA</i> , junto con velocidades de viento obtenidas en el modelo de <i>NOAA</i> a la presión atmosférica más cercana.....	89
Tabla 9.3 Direcciones de viento obtenidas en las estaciones meteorológicas en Toconao y <i>ALMA</i> , junto con direcciones de viento obtenidas en el modelo de <i>NOAA</i> a la presión atmosférica más cercana.....	89

Índice de Figuras

Figura 1.1 Cámara Envicam-2 en terreno durante mediciones en el volcán Turrialba, Costa Rica, en enero 2011.	4
Figura 2.1 Mapa esquemático de la localización de algunos de los mayores volcanes y calderas en la CVZ.....	9
Figura 3.1 Espectro electromagnético incluyendo (ordenadas de longitud de onda mayor a menor) ondas de radio, luz infrarroja, luz visible, luz ultravioleta y rayos X.	14
Figura 3.2 Principio básico de la detección por espectroscopia de absorción.	16
Figura 3.3 Espectro de absorción del SO ₂	17
Figura 3.4 Espectros de absorción de ciertas especies de interés atmosférico en función de la longitud de onda en nm.	18
Figura 4.1 Transmitancia de los filtros A y B (a 310nm y 330nm respectivamente), para el espectro de absorción del SO ₂ entre los 280 y 360nm.	21
Figura 4.2 Cámara Envicam-2 desde distintos ángulos en una de las campañas a terreno.....	22
Figura 4.3 (a) Intensidad de la radiación en el cielo en unidad de <i>DN</i> (en imagen <i>sky</i>) e (b) Intensidad en zona menor del cielo seleccionado con un cuadrado de (a) en unidad de <i>DN</i>	27
Figura 4.4 (a) Intensidad de la radiación en unidad de <i>DN</i> (en imagen <i>plume</i>) e (b) Intensidad en zona menor del cielo seleccionado con un cuadrado de (a) en unidad de <i>DN</i>	28
Figura 4.5 Intensidad de la radiación en unidad de <i>DN</i> (en imagen <i>sky</i> modificada), donde los valores de cada pixel son ahora equivalentes de los de la zona del cielo en la imagen <i>plume</i>	28
Figura 4.6 División de intensidades I_o/I en unidad de <i>DN</i> , es decir, (imagen <i>sky</i> -imagen <i>dark</i>)/(imagen <i>plume</i> -imagen <i>dark</i>).....	29
Figura 4.7 Intensidad de la radiación en unidad de <i>DN</i> en imagen <i>broadband</i> , con tres transectas seleccionadas para determinar contraste entre cielo y relieve volcán	29
Figura 4.8 Representación de las tres transectas para los pixeles horizontales 260, 900 y 1300 de la figura 4.7, en color rojo, azul y negro respectivamente.....	30
Figura 4.9 División de intensidades I_o/I en unidad de <i>DN</i> , ahora con la máscara para el volcán creada desde la imagen <i>broadband</i>	30
Figura 4.10 Absorción aparente en unidad de <i>DN</i> , es decir, $\log[(\text{imagen sky}-\text{imagen dark})/(\text{imagen plume}-\text{imagen dark})]$	31
Figura 4.11 Absorción aparente en unidad de <i>DN</i> para la celda de calibración A19 que tiene concentración conocida de 650ppm m, es decir, $\log[(\text{imagen sky}-\text{imagen dark})/(\text{imagen A19}-\text{imagen dark})]$	32
Figura 4.12 Absorción aparente en unidad de <i>DN</i> para la celda de calibración A23 que tiene concentración conocida de 155ppm m, es decir, $\log[(\text{imagen sky}-\text{imagen dark})/(\text{imagen A23}-\text{imagen dark})]$	32

Figura 4.13 Curva de calibración de absorción aparente (AA) en <i>DN</i> versus concentración de las celdas (ppm m).	33
Figura 4.14 Concentraciones de SO ₂ en ppm m, luego de haber calculado la absorción aparente $\log[(\text{imagen sky}-\text{imagen dark})/(\text{imagen plume}-\text{imagen dark})]$ y de haber calibrado con las celdas para obtener concentraciones en unidad conocida.	33
Figura 5.1 Ubicación de los puntos de medición de las dos salidas a terrenos especificados en la tabla 5.1.	36
Figura 5.2 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Lejía Agosto, (b) concentraciones en ppm m para el punto Lejía Agosto, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 1800 ppm m.	37
Figura 5.3 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con la webcam de la cámara Envicam-2 desde el punto Talabre Agosto, (b) concentraciones en ppm m para el punto Talabre Agosto, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 800 ppm m.	37
Figura 5.4 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con la webcam de la cámara Envicam-2 desde el punto Lejía S Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Lejía S Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 600 ppm m.	38
Figura 5.5 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Lejía SS Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Lejía SS Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 600 ppm m.	38
Figura 5.6 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Flanco Norte Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Flanco Norte Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 1700 ppm m.	38
Figura 5.7 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Talabre Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Talabre Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 800 ppm m.	39
Figura 5.8 (a) Foto del volcán Ollagüe obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Ollagüe Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Ollagüe Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 1500 ppm m.	39
Figura 5.9 (a) Foto del volcán Irruputuncu obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Irruputuncu Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Irruputuncu Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 1100 ppm m.	40
Figura 5.10 Concentraciones en ppm m para el volcán Láscar desde el punto Flanco Norte Diciembre.	40
Figura 5.11 Curvas de calibración de absorción aparente en <i>DN</i> versus concentración de las celdas A19 y A23 en ppm m.	41
Figura 5.12 Curvas de calibración de absorción aparente en <i>DN</i> versus concentración de las celdas A19, A23, A32, A42 en ppm m.	42
Figura 5.13 Primera secuencia de imágenes con concentraciones de SO ₂ en ppm m para Flanco Norte Láscar.	44

Figura 5.14 Segunda secuencia de imágenes con concentraciones de SO ₂ en ppm m para Flanco Norte Láscar.....	45
Figura 5.15 (a) Concentraciones en ppm m en el volcán Láscar desde Flanco Norte Diciembre, con transectas horizontales marcadas desde las cuales se mide el flujo de SO ₂ ; (b) Transecta horizontal inferior (para línea de pixel vertical 800) con las concentraciones en ppm m para cada pixel.	49
Figura 5.16 Concentraciones en ppm m y flujos medidos para distintas transectas en el volcán Láscar para una imagen desde Flanco Norte Diciembre. Los flujos se presentan en kg/s y en ton/día, y se midieron con la velocidad obtenida desde reanálisis de NOAA (2,7 m/s).	50
Figura 5.17 Concentraciones en ppm m y flujos medidos para distintas transectas en el volcán Láscar para una imagen desde Flanco Norte Diciembre. Los flujos se presentan en kg/s y en ton/día, y se midieron con la velocidad obtenida desde la secuencia de imágenes (3,9 m/s).	51
Figura 5.18 Concentraciones en ppm m y flujos medidos para una misma transecta en el volcán Láscar para varias imágenes (dos grupos de la secuencia) desde Flanco Norte Diciembre. Los flujos se presentan en kg/s y en ton/día, y se midieron con la velocidad obtenida desde la secuencia de imágenes (3,9 m/s).....	52
Figura 6.1 (a) Foto del volcán Ollagüe obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Ollagüe Diciembre donde es posible notar la nubosidad durante las mediciones, (b) concentraciones en ppm m para el punto Ollagüe Diciembre, donde el cielo no se ha corregido y se reconocen valores negativos posiblemente debido a la nubosidad. .	54
Figura 6.2 (a) Intensidad de la radiación en imagen <i>plume</i> del volcán Ollagüe en unidad de DN, (b) intensidad de la radiación en imagen <i>broadband</i> del volcán Ollagüe en unidad de DN y (c) concentraciones en ppm m para el mismo volcán, donde se observa que la máscara del volcán cubre parte del penacho.	54
Figura 6.3 Curvas de calibración de absorción aparente en DN versus concentración de las celdas en ppm m para las mediciones de la segunda campaña de terreno, donde se reconoce la variabilidad de valores de absorción aparente para las mismas concentraciones.	55
Figura 6.4 Absorción relativa (filtro 307 nm/filtro 326 nm) versus concentración de SO ₂	57
Figura 6.5 Concentraciones en ppm m para el volcán Láscar desde el punto Lejía S Diciembre.....	58
Figura 6.6 Concentraciones en ppm m del volcán Irruputuncu. En (a) se muestra la imagen después del procesamiento descrito en MATLAB R2011a, en (b) el cielo está corregido con valores iguales a ceros.	59
Figura 6.7 Comparación velocidades de viento desde ALMA, NOAA y del procesamiento con las imágenes de este estudio, para el 11/12/2013 hora local UTC-3.	60
Figura 6.8 Representación de una vista en planta de la dirección de la cámara (línea gruesa azul), la del penacho según ALMA (flecha verde) y la dirección perpendicular a la de la cámara.	63

Figura 6.9 Concentraciones en ppm m y flujos en ton/día medidos para distintas transectas en el volcán Lászar para una imagen desde Flanco Norte Diciembre, utilizando velocidad del viento 3,9 m/s (obtenida desde las mismas imágenes) y luego de realizar la corrección que se propone en <i>Nadeau</i> (2012).....	63
Figura 6.10 Concentraciones en ppm m y estimaciones de flujo en ton/día para el volcán Villarrica.....	64
Figura 6.11 Concentraciones en ppm m para el volcán Sakurajima.....	65
Figura 6.12 Comparación de flujos obtenidos en este estudio, con flujos obtenidos de bibliografía para años anteriores (en ton/día).	66
Figura 6.13 Curvas de calibración para una imagen del volcán Lászar desde Flanco Norte Diciembre, utilizando distintas matrices dentro de las imágenes de celdas de calibración.....	68
Figura 6.14 Velocidades de viento en m/s versus días de una semana en diciembre 2013, para dos niveles de presión (450 hPa y 500 hPa) a las 12:00 UTC (9:00 hora local). .	70
Figura 6.15 Velocidades de viento en m/s versus días de una semana en diciembre 2013, para dos niveles de presión (450 hPa y 500 hPa) a las 18:00 UTC (15:00 hora local)..	70
Figura 9.1 Concentraciones en ppm m para el volcán Lászar desde el punto Lejía Agosto. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.....	86
Figura 9.2 Concentraciones en ppm m para el volcán Lászar desde el punto Talabre Agosto. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.....	86
Figura 9.3 Concentraciones en ppm m para el volcán Lászar desde el punto Lejía S Diciembre. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.....	86
Figura 9.4 Concentraciones en ppm m para el volcán Lászar desde el punto Lejía SS Diciembre. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.....	87
Figura 9.5 Concentraciones en ppm m para el volcán Lászar desde el punto Flanco Norte Diciembre. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.....	87
Figura 9.6 Concentraciones en ppm m para el volcán Lászar desde el punto Talabre Diciembre. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.....	87
Figura 9.7 Concentraciones en ppm m para el volcán Ollagüe. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.....	88
Figura 9.8 Concentraciones en ppm m para el volcán Irruputuncu. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.	88
Figura 9.9 Comparación velocidades de viento para siete días durante diciembre 2013. Se comparan velocidades obtenidas para <i>ALMA</i> , desde la estación meteorológica de	

ALMA y desde el reanálisis de *NOAA*. Las velocidades varían en promedio en un orden de 2 m/s, las variaciones máximas superan los 5 m/s. 90

Figura 9.10 Comparación velocidades de viento para siete días durante diciembre 2013. Se comparan velocidades obtenidas para Toconao, desde la estación meteorológica de la Dirección Meteorológica de Chile en Toconao y desde el reanálisis de *NOAA*. 90

1. Introducción

1.1. Formulación del Problema

El flujo de gas volcánico posee información importante tanto en la cantidad de desgasificación como del sistema de conductos del magma. En la mayoría de los magmas los principales componentes del gas volcánico son el vapor de agua (H_2O) y el dióxido de carbono (CO_2). Sin embargo, el dióxido de azufre (SO_2) ha sido el objetivo de las mediciones remotas, debido a su baja concentración en el ambiente y su fácil detección por espectroscopía ultravioleta (*Stoiber et al., 1983; Galle et al., 2002*). Además, la tasa de emisión de SO_2 de volcanes activos podría actuar como una aproximación de la tasa de ascenso o input de nuevo magma al sistema volcánico, por lo tanto, se puede correlacionar con la actividad eruptiva (*Caltabiano et al., 2004; Burton et al., 2009*).

Desde la década de los 70', las técnicas más usadas de monitoreo remoto de flujo de SO_2 desde tierra han sido *Correlation Spectrometer* (COSPEC, e.g., *Stoiber et al., 1983; Caltabiano et al., 1994*) y *Differential Optical Absorption Spectroscopy* (DOAS, e.g., *McGonigle, 2007*). Adicionalmente, se encuentran disponibles mediciones remotas satelitales derivadas de diversos sensores, como por ejemplo de *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* "ASTER" (e.g., *Urai, 2004*) y *Ozone Monitoring Instrument* "OMI" (e.g., *Carn et al., 2008*).

El 7 de diciembre del 2004, *Henney et al. (2012)*, realizaron mediciones con un *Espectrómetro Mini UV* "MUSE" (o DOAS) en el volcán Láscar para investigar el penacho gaseoso. Mientras que el mismo día, estaba programado el paso del satélite ASTER, lo que permitiría realizar comparaciones. Los flujos de SO_2 derivados de las transectas de MUSE y ASTER se estimaron de 229 y 277 ton/día (2,7 y 3,2 kg/seg), respectivamente. Mostrando que ambos métodos entregan estimaciones similares de flujo.

Por otra parte, *Mather et al. (2004)*, el 18 de enero del 2003, implementaron técnicas de muestreo directo y de detección remota para restringir las concentraciones y flujos de gases en el penacho del volcán Láscar. Paralelamente realizaron mediciones de detección remota de SO_2 a distintas distancias de la fuente para estudiar la evolución del penacho. Las concentraciones de gases y los flujos de SO_2 obtenidos se muestran en la Tabla 1.1 y Tabla 1.2 respectivamente. Aunque es posible que el flujo de SO_2 fuera más elevado el día de las mediciones, debido a una explosión menor la noche anterior, los datos obtenidos son muy similares a los medidos por *Andres et al. (1991)* en el año 1989, cuyas estimaciones en promedio alcanzan los 2332,8 ton/día (27kg/s).

Tabla 1.1 Concentraciones de gases (en $\mu\text{mol}/\text{m}^3$) obtenidos en el volcán Lászar, el 18 de Enero del 2003, por Mather et al., (2004).

SO₂	HCl	HF	HNO₃
74,01	44,75	37,95	5,61

Tabla 1.2 Flujos de SO₂ obtenidos en el volcán Lászar, el 18 de Enero del 2003, por Mather et al., (2004). El dato de flujo en negrita, corresponde al promedio de los datos obtenidos.

Flujo de SO₂ kg/seg			
20,8	27,8	34,7	27,8
Flujo de SO₂ ton/día			
1797,12	2401,9	2998,1	2401,9

No obstante el éxito de las técnicas mencionadas, en los últimos años se ha registrado un importante avance en el monitoreo volcánico de flujos de SO₂, en particular asociado al desarrollo de la tecnologías de espectrometría ultravioleta mediante cámaras especialmente diseñadas para este fin.

Bluth et al. (2007) realizaron mediciones con una cámara ultravioleta (UV) para el volcán Villarrica (también obtuvieron mediciones para los volcanes Santiaguito, Fuego y Pacaya en Guatemala), el cual tiene un penacho con una cantidad de SO₂ significativo y condiciones atmosféricas claras, y obtuvieron detecciones de alta calidad a una distancia de 16 km. Demostraron que la cámara UV puede detectar fácilmente penachos de SO₂, pero sus cálculos iniciales de flujo de SO₂ fueron más de un orden de magnitud menores a los calculado por un COSPEC por *Witter et al. (2000)* y *Witter et al. (2001)*, es decir, 21 ton/día (0,2 kg/seg) versus 260 ton/día (3,0 kg/seg). Determinaron que la causa para esta reducción exponencial en el contraste entre el penacho y el fondo, a medida que aumenta la distancia, se debe al “scattering molecular”. *Mori et al. (2006)*, encontraron que este efecto, en el rango de 309-315nm (rango de medición del SO₂), se vuelve significativo a 1,5 km de distancia y causa hasta el 50% de subestimación de flujos en longitudes de onda cortas.

Mori et al. (2009), utilizaron una cámara UV para cuantificar la masa de SO₂ emitido durante las explosiones del volcán Stromboli en Octubre 2006. Encontraron que la masa de SO₂ es de 15-40 kg por erupción discreta y concluyeron que con la cámara UV es posible determinar valores de SO₂ en un penacho en un intervalo de tiempo de unos pocos segundos.

La cámara UV que se utilizará en este trabajo de investigación es “Envicam-2”, desarrollada por el laboratorio NICARNICA, en Noruega¹. Envicam-2 mide la radiación UV usando filtros especiales de banda estrecha que seleccionan la radiación donde ciertos gases dispersan o absorben fuertemente la radiación. En este caso la región entre 300-330nm puede usarse para estimar concentración de SO₂. Luego se usa un detector CCD que convierte la señal óptica en eléctrica para su tratamiento. Para luego, a través del procesamiento de imágenes, determinar concentración y flujo de SO₂. En el capítulo 4.1 se describirá en mayor detalle su funcionamiento.

Lo que motiva esta investigación es, en primer lugar, que la cámara UV es capaz de reproducir imágenes de penachos de SO₂ a distancias comprendidas en un rango de 4 a 28 Km (*Bluth et al., 2007*). Esto lo hace un método práctico para mediciones en casos de volcanes que se encuentren en alerta roja o incluso en procesos eruptivos. Por otra parte, esta técnica permite capturar el penacho completo en una imagen única en contraste con los métodos derivados de COSPEC o DOAS. De esta manera existe la posibilidad de explorar las variaciones espaciales en las emisiones de SO₂ (*Mori y Burton, 2006*), como se muestra en la Figura 1.1. Además, es interesante notar que esta metodología permite la posibilidad de establecer una base de emisiones de SO₂ e interpretar las variaciones observadas con respecto a ésta, lo cual es una de las premisas básicas del monitoreo volcánico. En efecto, variaciones significativas en las emisiones de SO₂ desde niveles de referencia pueden estar relacionados a cambios de interés en los sistemas volcánicos, siendo en cierto modo ser indicadores de alteraciones al régimen eruptivo (e.g., *Malinconico, 1987; Daag et al., 1996; Gardner y White, 2002*). En el caso particular de Chile, a través del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), se pretende mejorar el monitoreo volcánico, esencialmente basado en el registro sísmico, complementando esta cámara UV con una cámara IR (infrarroja). Además, es posible la comparación de estas mediciones con estimaciones remotas tanto satelitales (derivadas de ASTER y OMI, entre otros) como terrestres (e.g., COSPEC, DOAS). Finalmente, se busca involucrar otras disciplinas con el funcionamiento de estas cámaras y el procesamiento de los datos. Por un lado al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), por el interés de estudiar zonas de potencial geotérmico, las cuales están directamente relacionadas a los volcanes actualmente activos, y por otro lado al “Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia” ((CR)²) por su interés en la cuantificación del SO₂ para estudiar las interacciones de éste en el sistema climático.

¹ Información obtenida de la página oficial de NICARNICA: <http://www.nicarnica.com/ProductsandServices/EnviCamUVImagingCamera/tabid/3055/Default.aspx> (visitada en junio 2013).

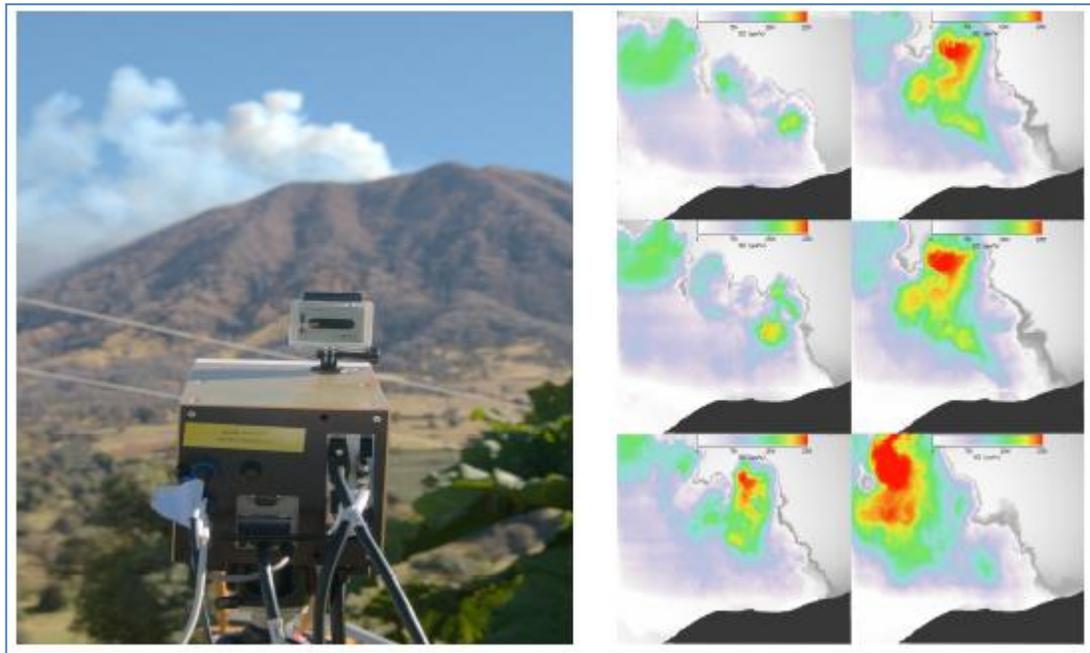


Figura 1.1 Cámara Envicam-2 en terreno durante mediciones en el volcán Turrialba, Costa Rica, en enero 2011. A la derecha, las imágenes de concentraciones en ppm m obtenidas por esta cámara. Tomado de *Stebel et al., (2012)*.

1.2. Objetivos

A continuación se presenta el objetivo general y los objetivos específicos de la presente memoria.

1.2.1. Objetivo General

Esta memoria tiene como objetivo principal estimar la emisión a la atmósfera de dióxido de azufre (SO_2) desde penachos volcánicos mediante el uso de técnicas espectrométricas UV.

1.2.2. Objetivos Específicos

A. Proponer una metodología que permita la estimación de flujos de SO_2 mediante la adquisición y procesamiento de imágenes derivadas de una cámara UV.

B. Generar un primer conjunto de imágenes procesadas con técnicas espectrométricas que ayuden a caracterizar la desgasificación en volcanes del norte de Chile.

C. Discutir avances metodológicos orientados a mejoras en la estimación de los flujos.

1.3. Hipótesis de Trabajo

La cámara UV permitirá una estimación simple, rápida y precisa de la concentración de SO₂ en penachos volcánicos. Mediante una estimación de la velocidad del desplazamiento del penacho, se podrá estimar valores de flujo de SO₂. Además, para el caso del volcán Láscar, debido al estado de alerta verde en la cual se encuentra actualmente se espera que el flujo de SO₂ estimado se encuentre en el mismo orden de magnitud del obtenido en trabajos recientes, es decir, del orden de 3 kg/s (*Henney et al.*, 2012). Para los volcanes Ollagüe e Irruputuncu se espera obtener concentraciones de hasta 1200 ppm m como ha sido lo observado en volcanes de composición y actividad similares (*Dalton et al.*, 2009).

1.4. Estructura de la Memoria

La presente memoria se compone de siete capítulos.

En el siguiente capítulo se presenta la zona de estudio partiendo por una breve descripción de la zona volcánica central de los Andes. Luego se describe brevemente la geología de los volcanes estudiados, su ubicación y accesos y la razón de su elección para este estudio. Finalmente se menciona la topografía y clima de la zona.

En el capítulo 3 se revisa la teoría de la espectrometría ultravioleta en la cual se basa las mediciones de este trabajo, incluyendo una descripción de la radiación ultravioleta, la ley de Lambert-Beer y el espectro de absorción del SO₂.

En el capítulo 4 se describe la cámara ultravioleta utilizada en este estudio, incluyendo definición de sus partes, explicación del principio de su funcionamiento y su utilización en casos anteriores. Se describe de forma detallada las condiciones ideales de medición y los procedimientos del trabajo de campo, luego se describe el trabajo de gabinete hasta la obtención de concentración de SO₂.

En el capítulo 5 se presentan los resultados obtenidos del trabajo de campo y de gabinete. Además se estima la velocidad del viento para un caso, para luego determinar flujo de SO₂.

En el capítulo 6 se discute sobre la metodología utilizada y los resultados obtenidos, con el fin de determinar el mejor procedimiento para mediciones futuras.

Para finalizar las conclusiones principales son presentadas en el capítulo 7, que incluye los mayores hallazgos, así como también el trabajo a seguir en el futuro.

2. Zona de Estudio

En este capítulo se presenta la geología, topografía y clima de la zona. Se especifica la geología de los volcanes seleccionados: Láscar, Ollagüe e Irruputuncu, además se incluye su ubicación y vías de acceso, así como la razón de su elección para este estudio. La geología de la zona volcánica central y de los volcanes seleccionados fue publicada por *Stern et al.* (2007).

2.1. Ubicación y Accesos Volcanes Seleccionados

Volcán Láscar

El volcán Láscar (5592m) se ubica en la comuna de San Pedro de Atacama, provincia de El Loa, Región de Antofagasta, alrededor de los $23^{\circ}22'12''\text{S}/67^{\circ}43'48''\text{W}$. Cubre un área de aproximadamente 25km². Se puede acceder al volcán, desde Calama tomando la ruta pavimentada CH 23, pasando por las localidades de San Pedro de Atacama y Toconao. Luego de pasar Toconao, se accede por la ruta B-357 al pueblo de Talabre (el cual se encuentra a 17km del volcán), accediendo desde ahí por caminos de tierra al volcán.

Volcán Ollagüe

El volcán Ollagüe (5868m) se ubica en la frontera de Chile y Bolivia, en la comuna de Ollagüe, provincia de El Loa, Región de Antofagasta en Chile y el Departamento de Potosí en Bolivia. Alrededor de los $21^{\circ}18'06''\text{S}/68^{\circ}10'45''\text{W}$. Se puede acceder, desde Calama tomando la ruta CH 21 (en su mayoría de grava tratada y algunas zonas pavimentadas), pasando por las localidades de Chiu Chiu, Estación San Pedro, Ascotan, Cebollar y Carcote, a unos 7km antes de llegar a la localidad de Ollagüe.

Volcán Irruputuncu

El volcán Irruputuncu (5163m) se ubica en la frontera de Chile y Bolivia, en la comuna de Pica, provincia del Tamarugal, Región de Tarapacá en Chile y el Departamento de Potosí en Bolivia. Alrededor de los $20^{\circ}43'55''\text{S}/68^{\circ}33'08''\text{W}$. Desde Iquique, se puede acceder tomando la ruta 16, luego la ruta A-65, ambas pavimentadas y finalmente la ruta A-97-B de ripio, pasando la localidad de Ujina.

2.2. Geología Zona Volcánica Central

Los volcanes de la Zona Volcánica Central (CVZ) se encuentran en los Andes Centrales del sudeste de Perú, oeste de Bolivia, norte de Chile y noroeste de Argentina (Figura 2.1). En la CVZ de los Andes, se han identificado más de 1100 conductos y/o edificios volcánicos en total (*de Silva y Francis, 1991*). Sin embargo, debido a las condiciones hiperáridas que han prevalecido en la región durante el Pleistoceno y el Holoceno, la erosión ha sido mínima, por lo que algunos de ellos son más probablemente de edad prepleistocena. Las condiciones hiperáridas permiten la exposición y preservación de las características volcánicas, y por esta razón el estudio de la evolución de los centros de la CVZ en el norte de Chile ha sido muy útil para entender los procesos volcánicos.

En el norte de Chile, los volcanes de la CVZ del Pleistoceno y Holoceno, forman una cadena esencialmente continua desde el volcán Tacora, localizado cerca del límite de Perú-Chile a los 17.5°S hasta el complejo volcánico Nevado Ojos del Salado a los 27°S (*Simkin y Siebert, 1994*).

La mayoría de los más de 30 complejos de estratovolcanes que forman la parte chilena de la CVZ se encuentran a lo largo del límite entre Chile y Bolivia o Argentina, pero unos pocos centros como el Taapaca, San Pedro y Láscar, se encuentran completamente en Chile. El segmento chileno de la CVZ incluye la caldera gigante La Pacana (*Gardeweg y Ramirez, 1987; Lindsay et al., 2001 a,b; Schmitt et al., 2001, 2002*), y la mayoría de los estratovolcanes y menores calderas chilenas de la CVZ se encuentran en áreas cubiertas por ignimbritas del complejo volcánico Altiplano-Puna (*de Silva, 1989 a,b*). Algunos conos piroclásticos, flujos de lava, domos y maars forman también menores centros eruptivos en la parte chilena de la CVZ. Aunque la mayoría de los volcanes de la CVZ chilena están lejos de las zonas más pobladas y no presentan peligros volcánicos significativos directos, las erupciones explosivas pueden ser muy peligrosas para la seguridad aérea y amenazan zonas pobladas en Argentina, Bolivia y Chile.

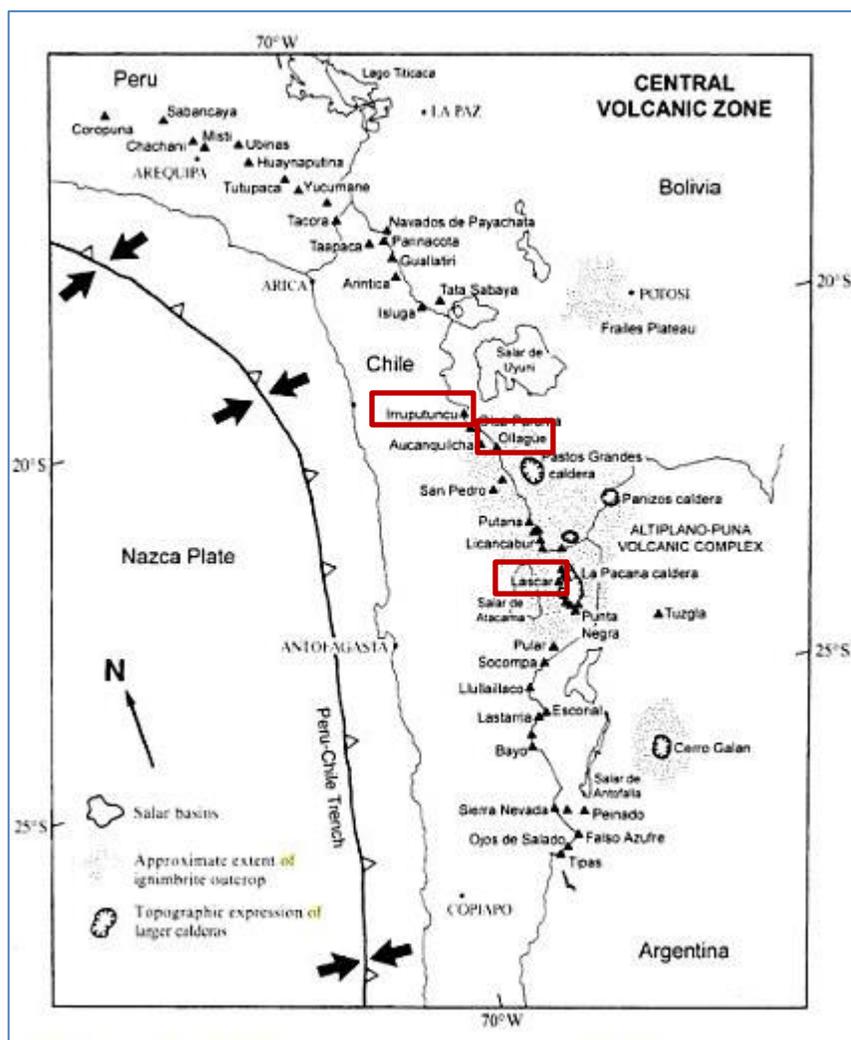


Figura 2.1 Mapa esquemático de la localización de algunos de los mayores volcanes y calderas en la CVZ. Se indican los volcanes de estudio encerrados en un rectángulo rojo. Tomado de Stern et al., 2007.

2.3. Geología de los volcanes seleccionados

A continuación se muestra una breve descripción de la geología y las características principales de los volcanes seleccionados para este estudio. Los tres volcanes se eligieron debido a que se encuentran activos y en desgasificación constante, evidenciado por la presencia permanente de penachos volcánicos en sus cráteres. Además estos volcanes, al encontrarse en la zona norte de Chile, permiten realizar las mediciones remotas bajo condiciones meteorológicas ideales. En particular se eligió el volcán Láscar, por ser de los volcanes con un penacho volcánico más prominente, donde se habían realizado estudios anteriores de química con mediciones in-situ y con técnicas de monitoreo remotas, lo que permitiría tener una referencia de datos. Luego se eligieron los volcanes Ollagüe e Iruputuncu por su relativa cercanía al volcán Láscar y porque sus penachos volcánicos se encuentran muy poco estudiados.

2.3.1. Lászar

El volcán Lászar es el más activo del Norte de Chile en tiempos históricos (*Simkin y Siebert, 1994*), con más de 15 eventos eruptivos de distintas magnitudes en el siglo veinte. La mayor erupción (Índice volcánico explosivo, VEI=3-4) en los últimos 9000 años ocurrió en abril de 1993 (*Gardeweg et al., 1998*), cuando una columna eruptiva subpliniana de 20km se elevó sobre el cráter (*Matthews et al., 1997*). Cuando la columna colapsó parcialmente se formaron flujos de pómez de pequeño volumen (*Gardeweg y Lindsay, 2004*). Estos flujos se dirigieron hacia los flancos noroeste y sur del volcán, alcanzando hasta 9km desde la fuente (*Guarinos y Guarinos, 1993*). La erupción más reciente del volcán Lászar ocurrió en mayo del 2005 cuando una pequeña explosión generó limitados volúmenes de ceniza que se dispersaron hacia el noroeste de Argentina. Este evento no fue notado por los habitantes de Talabre, el pueblo chileno más cercano al volcán, a 12km al oeste (*Naranjo et al., 2006*). La actividad actual del volcán consiste en una desgasificación permanente a través del cráter activo.

Corresponde a un estratovolcán compuesto, elongado, activo hace 230ka, cuya estructura está formada por dos conos, donde hay al menos cinco cráteres. Los productos volcánicos cubren un área aproximada de unos 185 km², mientras que el edificio en sí cubre cerca de 55 km², alcanza una altura entre 600 a 1.400 m sobre la base y se estima que su volumen es cercano a los 15 km³. Durante la evolución de este volcán, el conducto eruptivo se ha desplazado a lo largo del lineamiento este-noreste y oeste-suroeste y ha generado un sistema de al menos cinco cráteres alineados de entre 600 y 1.000 m de diámetro. De ellos, en la actualidad, se encuentra activo el cráter central, de 800 m de diámetro y 300 m de profundidad, dentro del cual se ha formado, durante los eventos eruptivos de las últimas décadas, un sexto cráter de <200 m de diámetro. Su actividad eruptiva se ha dividido en 4 etapas principales (*Gardeweg et al., 1998*): Etapa I (230-26ka): Corresponde a la etapa de formación de un antiguo estratocono formado principalmente por el desarrollo de lavas andesíticas, al este del presente edificio. Esta etapa culmina con la erupción de flujos piroclásticos andesíticos. Etapa II (26-22ka): En esta etapa la composición del magma cambió a andesítica silíceo y dacítica, y la actividad eruptiva migró hacia el oeste, probablemente relacionado a la formación de un domo. Esta etapa culmina con la erupción pliniana con la mayor ignimbrita: ignimbrita Sónkor (*Gardeweg et al., 1998*). Etapa III (19.2-9.2ka): Se formó un nuevo estratocono en el área de la erupción Sónkor, de composición andesítica silíceo y dacítica, junto con algunos depósitos de flujos piroclásticos andesíticos. Esta etapa termina con un evento explosivo mayor, la erupción Tumbres, la cual generó depósitos de caída pumíceos y una serie de flujos piroclásticos andesíticos escoráceos. Etapa IV (9.2ka a presente): Luego del evento eruptivo que dio origen a los depósitos de escoria Tumbre, la actividad del volcán se desplazó nuevamente hacia el este. Durante esta etapa se originaron tres cráteres y una serie de lavas espesas. Desde 1984, la actividad ha consistido en

crecimiento de domo, subsidencia del cráter, explosiones vulcanianas y erupciones explosivas, incluyendo la erupción subpliniana de abril de 1993, la que generó depósitos de pequeño volumen de flujos de pómez y una caída piroclástica hacia el noroeste de Argentina.

2.3.2. Ollagüe

Este volcán presenta fumarolas permanentes en su lado superior oeste y sur, el último siendo últimamente más activo. Los principales gases son SO₂ y H₂O, con flujos menores de CO₂ cercanos al origen de la fumarola (*Clavero et al.*, 2005). A pesar de esta actividad fumarólica, no hay registro fidedigno de actividad eruptiva histórica, aunque informes de prensa no confirmados sugieren que puede haber ocurrido una erupción en 1903 (*Simkin y Siebert*, 1994), y que habría ocurrido un aumento en la incandescencia de la fumarola en noviembre 2005 (*Amigo y Soler*, en Stern et al. 2007). El volcán Ollagüe es un estratovolcán, activo desde al menos 1.2 Ma, que ha producido domos riodacíticos, domos y lavas andesíticos y silíceos, y domos y lava-domos dacíticos, con sus depósitos de flujo y oledas piroclásticas y flujo de bloques y cenizas asociados (*Feeley et al.*, 1993; *Feeley y Davidson*, 1994; *Clavero et al.*, 2004). El volcán ha evolucionado principalmente en tres etapas (*Clavero et al.*, 2004). Inicialmente, hace 0.9-1.2 Ma, se formó un complejo de domo riodacítico al que se le asocia un flujos piroclásticos, incluyendo un flujo piroclástico de colapso de columna y un flujo de bloques y cenizas de colapso de domo, los cuales se dirigieron principalmente por los flancos oeste y norte. Más tarde se convirtió (600-900ka) en un estratocono formado por lavas andesíticas y dacíticas, domos y depósitos de flujo de bloques y cenizas asociados. Durante esta etapa se formó el cono piroclástico parásito La Poruñita, en la parte más baja del flanco occidental del volcán. En algún momento entre los 400 y 600ka, un gran colapso parcial destruyó el edificio antiguo, generando una avalancha volcánica hacia el oeste, cubriendo un área de c. 50km² del Salar Carcote con un volumen de detritos estimado en 1km³, e involucrando depósitos del salar en el flujo de la avalancha. Desde el colapso (<400ka), se han formado una serie de domos dacíticos y lavas andesíticas en el flanco occidental del volcán. Se han generado también tefra por caída y depósitos de flujo de bloques y cenizas, el último formando el abanico piroclástico más joven hacia la zona inferior del flanco occidental del volcán.

2.3.3. Irruputuncu

El volcán Irruputuncu muestra permanente actividad de desgasificación, principalmente a través de la parte central de su cima. A pesar de su desgasificación permanente, no hay registro fidedigno de actividad eruptiva histórica, aunque informes

de prensa no confirmados sugieren un pequeño evento eruptivo en 1989 (*Simkin y Siebert, 1994*). Irruputuncu consiste principalmente en domos y lava-domos andesíticos silíceos a dacíticos y sus abanicos de flujos de bloques y cenizas asociados. Desarrolló dos cráteres, donde el que se encuentra al suroeste está actualmente activo. *Wörner et al. (2000b)* reportaron una edad de K-Ar de c. 140 ka, para un domo joven en la parte superior del flanco oeste. *Clavero en Stern et al. (2007)* obtuvo una edad de ^{14}C de 1570 ± 90 años para un depósito fresco de flujo de bloques y cenizas en el flanco sudoeste, demostrando que el volcán Irruputuncu tuvo actividad explosiva asociada a colapso de domo en el Holoceno tardío.

2.4. Topografía y Clima

2.4.1. Topografía

I Región de Tarapacá²

En esta región la Cordillera de los Andes se caracteriza principalmente por un sector de topografía plana en altura, lo que se ha denominado altiplano, esta unidad física posee alturas aproximadamente de 4.000 metros sobre el nivel del mar. En esta unidad morfológica se encuentran grandes altitudes entre las cumbres nacionales y algunos volcanes que identifican la Cordillera de los Andes o altiplano de la región; entre ellos se destacan volcán Isluga, Cerro Piga, Cerro Napa o el volcán Olca. Otra característica importante de la Cordillera de los Andes es la inclinación que esta unidad presenta, lo que ha venido a ser denominado como plano inclinado, descendiendo con pendientes poco pronunciadas hasta alturas de 2.500 metros hacia el poniente, donde entra en contacto con la pampa.

II Región de Antofagasta³

En esta región la Cordillera de los Andes se presenta alta, maciza y con marcado volcanismo. La presencia de cuencas o depresiones intercordilleranas en sentido

² Información obtenida de la página oficial de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, Sistema Integrado de Información Territorial: <http://siit2.bcn.cl/nuestropais/region1/relieve.htm> (Visitada en Enero 2014).

³ Información obtenida de la página oficial de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, Sistema Integrado de Información Territorial: <http://siit2.bcn.cl/nuestropais/region2/relieve.htm> (Visitada en Agosto 2013).

longitudinal dividen la Cordillera de los Andes en una franja oriental donde predomina el altiplano o puna de Atacama con alturas superiores de 4.000 metros, sobresaliendo las cumbres de los volcanes Miño, Ollagüe, San Pedro, San Pablo, Licancabur, Lullaillaco, y Socompa. La Cordillera occidental de los Andes se denomina "precordillera". Al norte de la región se localiza la sierra de Moreno, la cual se encuentra separada del altiplano por la depresión que forma el curso superior del río Loa. Al sur de San Pedro de Atacama, la precordillera recibe el nombre de Cordillera de Domeyko y se extiende hasta la quebrada de Paipote (Tercera Región).

2.4.2. Clima

I Región de Tarapacá⁴

En la Región de Tarapacá se presentan cuatro unidades de subtipos climáticos desérticos, de los cuales la zona más al oriente se caracteriza por:

Clima de estepa de altura; este subtipo predomina en el altiplano por sobre los 3.000 metros de altura. La principal característica es el aumento de las precipitaciones que alcanzan a 300 mm de agua caída en el año.

II Región de Antofagasta⁵

Las características climáticas de la Región de Antofagasta son de una marcada aridez. En esta región se localizan cuatro subtipos climáticos desérticos, localizados en franjas longitudinales, donde la más oriental se caracteriza por:

Clima de estepa de altura; en esta región se ubica por sobre los 3.500 metros sobre el nivel del mar, lo que corresponde a la zona altiplánica o puna. Sus principales características son las bajas temperaturas (siendo la media anual de 2°C) y la amplitud térmica entre el día y la noche muy alta (más de 20°C). Las precipitaciones se producen en los meses de verano y no sobrepasan los 100 mm anuales.

⁴ Información obtenida de la página oficial de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, Sistema Integrado de Información Territorial: <http://siit2.bcn.cl/nuestropais/region1/clima.htm> (Visitada en Enero 2014).

⁵ Información obtenida de la página oficial de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile, Sistema Integrado de Información Territorial: <http://siit2.bcn.cl/nuestropais/region2/clima.htm> (Visitada en Agosto 2013).

3. Marco Teórico

En este capítulo se revisan los conceptos de radiación ultravioleta, el espectro de absorción del SO₂ y espectrometría ultravioleta, la cual involucra la ley de Lambert-Beer, utilizado de base para las mediciones.

3.1. Radiación Ultravioleta

El espectro de la radiación electromagnética se divide en muchos rangos, distinguibles entre ellos por su longitud de onda o frecuencia. Se denomina radiación ultravioleta o radiación UV al rango de la radiación electromagnética cuya longitud de onda está comprendida aproximadamente entre los 400 nm (4×10^{-7} m) y los 15 nm ($1,5 \times 10^{-8}$ m) como se presenta en la figura 3.1.

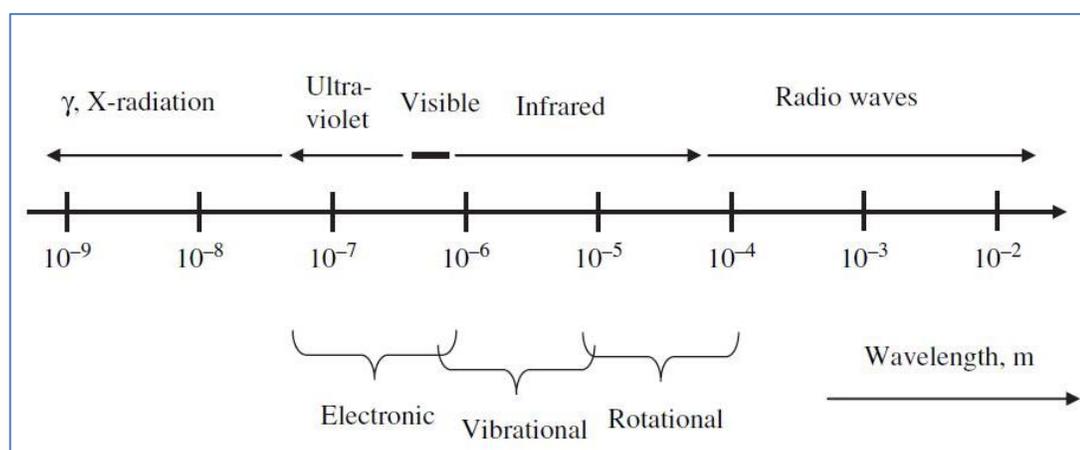


Figura 3.1 Espectro electromagnético incluyendo (ordenadas de longitud de onda mayor a menor) ondas de radio, luz infrarroja, luz visible, luz ultravioleta y rayos X. Se indican también los tipos de transición en moléculas o átomos (electrónico, vibracional, rotacional) inducidos por radiación a diferentes rangos de longitudes de onda. Tomado de Platt y Stutz, 2008.

3.2. Espectrometría Ultravioleta

Cuando la radiación atraviesa una capa de materia, es posible eliminar en forma selectiva ciertas longitudes de onda mediante absorción, un proceso en el cual la energía electromagnética se transfiere a los átomos, iones o moléculas que forman la materia. La absorción impulsa a estas partículas desde su estado fundamental, a uno o más estados excitados de energía superior. De acuerdo con la teoría cuántica, los átomos, moléculas e iones tienen sólo una cantidad limitada de niveles energéticos discretos. Para que haya absorción de radiación, la energía del fotón excitador debe corresponder exactamente con la diferencia de energía entre el estado fundamental y uno de los estados excitados de la especie absorbente. Como estas diferencias de energía son únicas para cada especie, el estudio de las longitudes de onda de radiación absorbida proporciona un medio para caracterizar los constituyentes de una muestra de materia (*Skoog et al.*, 2008).

Es por esto que la interacción de la radiación con la materia proporciona una herramienta poderosa para gran variedad de investigaciones, por ejemplo para determinar la composición química de mezclas complejas como la atmósfera (*Platt y Stutz*, 2008). En particular, la espectroscopía por absorción molecular en la región ultravioleta del espectro se usa ampliamente en la determinación cuantitativa de una gran cantidad de especies inorgánicas, orgánicas y biológicas. Es una de las herramientas más útiles con las que se cuenta para un análisis cuantitativo. Entre las características importantes se encuentran: (1) Gran aplicabilidad tanto para sistemas orgánicas como inorgánicos, (2) buena exactitud (incertidumbre del 1 al 3%) y (3) adquisición de datos fácil y adecuada. (*Skoog et al.*, 2008).

Platt y Stutz (2008) sugieren la siguiente expresión, para determinar cuantitativamente, la absorción de la radiación mediante la ley de Lambert-Beer:

$$I(\lambda) = I_0(\lambda) \exp[-L\sigma(\lambda)c] \quad (1)$$

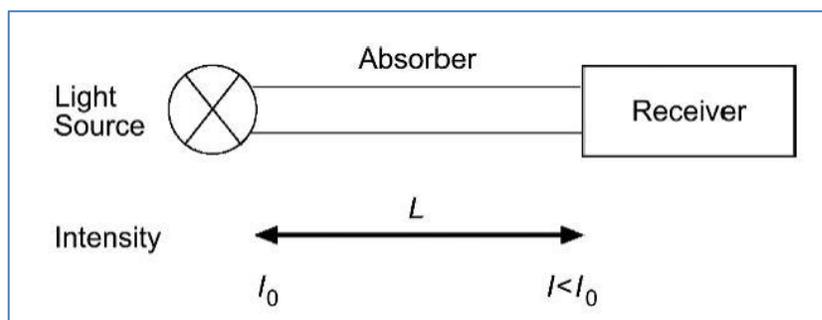


Figura 3.2 Principio básico de la detección por espectroscopia de absorción. Donde existe una fuente que emite luz de intensidad I_0 , la cual después de atravesar una capa que la absorbe, varía a una intensidad I . Tomado de Platt y Stutz, 2008.

Donde $I_0(\lambda)$ representa la intensidad inicial emitida por una fuente de radiación, mientras que $I(\lambda)$ es la intensidad de la radiación luego de pasar a través de una capa de grosor L , donde la especie que se desea medir se encuentra a una concentración c (Figura 3.2). La cifra $\sigma(\lambda)$ se refiere a la sección del espectro de absorción a la longitud de onda λ . El espectro de absorción es una propiedad característica para cada especie que puede ser medida en laboratorio. Una vez que ya se conocen estas cifras, la concentración c del gas puede calcularse midiendo la razón $I_0(\lambda) / I(\lambda)$:

$$A = c\sigma(\lambda)L = \log \frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} \quad (2)$$

Por lo general, si se desea la más alta sensibilidad, las medidas de absorción se hacen a una longitud de onda correspondiente a un *peak* de absorción (Skoog et al., 2008).

3.3. Espectro de Absorción del SO_2

La radiación electromagnética se produce cuando partículas excitadas se relajan y pasan a niveles de energía inferiores cediendo el exceso de energía en forma de fotones. La radiación desde una fuente excitada se caracteriza mediante un espectro de absorción, el cual toma la forma de un gráfico de la potencia relativa de la radiación absorbida en función de la longitud de onda o la frecuencia. Existen tres tipos de espectros: de líneas, de bandas y continuo. El espectro de absorción del SO_2 corresponde a un espectro bandas, el cual está constituido por varios grupos de líneas tan estrechamente cercanas que no están definidas con claridad (Skoog et al., 2008).

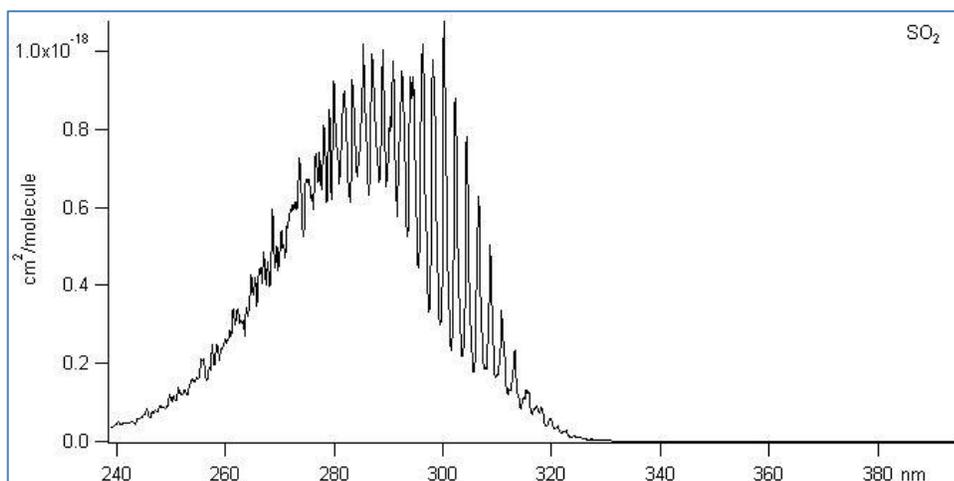


Figura 3.3 Espectro de absorción del SO₂. La absorción de la radiación por la molécula de SO₂ en cm²/moléculas versus las longitudes de onda de la radiación en nm. Tomado de <http://vpl.astro.washington.edu/spectra/so2.htm>

Como se muestra en la figura 3.3, el SO₂ exhibe dos sistemas de bandas en el rango de 240 a 390 nm: un sistema relativamente alto entre 260 a 320nm y un sistema débil en el rango de 320 a 390nm.

En espectrometría ultravioleta para la medición del SO₂ se utiliza el rango espectral entre 290 y 310 nm, ya que en el aire, el SO₂ es el que domina en la absorción de este rango del espectro, como se muestra en la figura 3.4. Sin embargo, se debe tener en cuenta que las estructuras de las bandas del ozono O₃ son similares a las de SO₂ en anchura espectral (aunque aproximadamente dos órdenes de magnitud más débil), y por lo tanto pueden causar interferencias (*Platt y Stutz, 2008*).

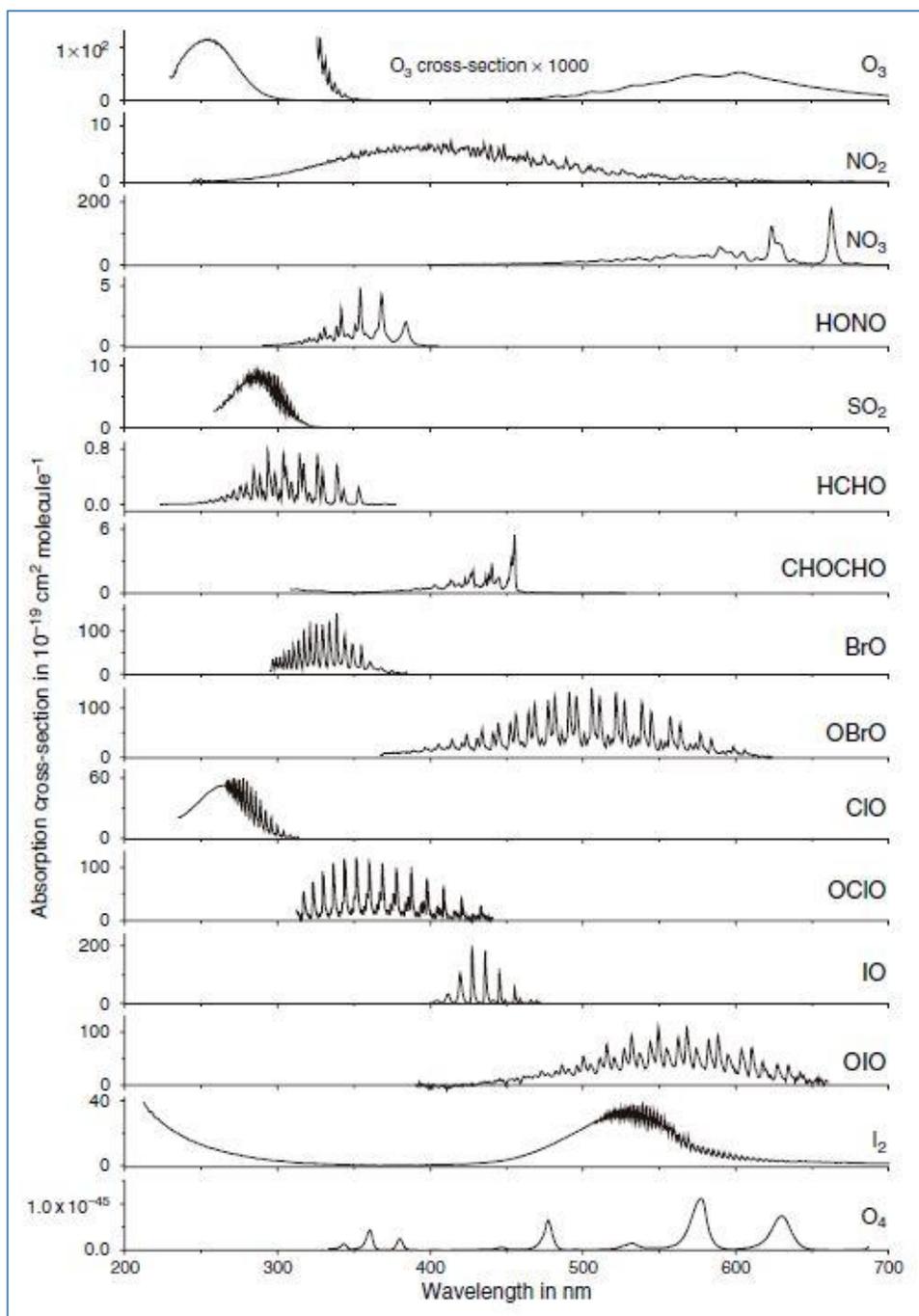


Figura 3.4 Espectros de absorción de ciertas especies de interés atmosférico en función de la longitud de onda en nm. La absorción de la radiación por las especies en $10^{-19} \text{cm}^2/\text{moléculas}$ versus las longitudes de onda de la radiación en nm. Notar que el peak más alto para el Ozono se encuentra a $1 \cdot 10^{-20}$. Tomado de Platt y Stutz, 2008.

4. Metodología

En este capítulo se presenta un resumen de trabajos anteriores realizados con cámaras ultravioletas, las características de la cámara utilizada en este estudio y el principio de su funcionamiento. También, se describen las metodologías que se aplicaron durante el transcurso de esta memoria, abarca procedimientos de trabajo de campo, adquisición de datos, el procesamiento y análisis de datos hasta la obtención de concentración de SO₂.

4.1. Cámara UV Envicam-2

4.1.1. Revisión Bibliográfica

El reciente desarrollo de cámaras ultravioleta ha logrado mejorar los conjuntos de datos de tasas de emisión de SO₂ (*Bluth et al.*, 2007; *Mori y Burton*, 2006; *Shannon*, 2006). Las imágenes en dos dimensiones de la cámara permiten la observación de la variación dentro del penacho, además, la velocidad del viento se puede obtener por el seguimiento de ciertas características del penacho en una serie temporal de imágenes (*Nadeau*, 2012).

Las cámaras UV se utilizaron por primera vez en volcanes pocos años después del 2000, y varios grupos de investigadores las han seguido adquiriendo desde entonces. Los sistemas de las cámaras utilizadas hasta el momento para la medición de gas volcánico se han construido típicamente en torno a cámaras CCD destinados a la proyección de imágenes astronómicas (*Bluth et al.*, 2007; *Mori y Burton*, 2006; *Tamburello et al.*, 2011), aunque algunos modelos más nuevos han incorporado cámaras Hamamatsu (*Prata*, 2011).

Los primeros trabajos con cámaras UV han destacado su potencial como herramienta de monitoreo volcánico, pero enfocándose en imágenes individuales más que en secuencias. Han presentado distintos enfoques y han ofrecido ciertas recomendaciones para definir una metodología estándar de adquisición de datos (*Bluth et al.*, 2007; *Mori y Burton*, 2006). La precisión y las limitaciones del método de cámara UV no se han abordado a fondo. *Dalton et al.* (2009), llevó a cabo pruebas adicionales del método de la cámara UV, que dio lugar a recomendaciones sobre, por ejemplo, tiempos de exposición de imagen adecuados. *Kern et al.* (2010) describe la funcionalidad y limitaciones de la cámara UV, recomendando la integración de un DOAS, para lograr una calibración más precisa de las imágenes de los rayos UV.

Dado que las cámaras UV todavía son una tecnología muy nueva en volcanología, sus datos de alta resolución están recién empezando a mostrar su potencial en términos de mejorar el entendimiento de la actividad volcánica. La integración de los datos de tasas de emisión de SO_2 con otros tipos de datos puede ser beneficiosa para entender los procesos volcanológicos y sus peligros asociados (Nadeau, 2012). En efecto, ha sido posible la detección de la relación entre sismicidad y desgasificación: En el volcán Fuego (Guatemala) se observó una correlación entre sismos tremor de baja frecuencia y emisiones pasivas de SO_2 (Nadeau et al., 2011). Datos simultáneos sísmicos y de cámara UV en el volcán Asama (Japón), también indican una correlación entre pulsos sísmicos de largo periodo y emisiones eruptivas de SO_2 (Kazahaya et al., 2011).

Los datos de la cámara UV también hacen posible distinguir estilos de desgasificación y su relación con mecanismos de erupción (Nadeau, 2012). A través de la modelación de viscosidad y análisis de patrones en la cámara UV, Holland et al. (2011) mostraron que las explosiones en el volcán Santiaguito (Guatemala) son el resultado del fracturamiento de cizalle más que de presurización en el conducto. En cambio, las tasas de emisión de SO_2 desde datos del volcán Fuego indican disminución en la liberación del gas antes de explosiones ricas en cenizas (Nadeau et al., 2011).

Finalmente, la resolución espacial de la cámara puede permitir la extracción la tasa de emisión de SO_2 a partir de múltiples orígenes, en una misma imagen. Tamburello et al. (2011) usó una cámara UV en el campo de fumarolas La Fossa en Vulcano (Italia) y fue capaz de calcular distintas tasas de emisión de SO_2 desde cuatro áreas fumarólicas.

4.1.2. Principio Funcionamiento

La cámara UV es un instrumento que permite medir la radiación ultravioleta. Ésta puede obtenerse desde una fuente natural o artificial, y entonces se habla de modo pasivo o activo respectivamente (Platt y Stutz, 2008). Para el caso de la cámara UV y su aplicación en penachos volcánicos, la fuente de la radiación ultravioleta es el sol, por lo tanto, es una fuente natural y la cámara funciona en modo pasivo.

La cámara UV utiliza la espectrometría por absorción molecular ultravioleta, que como se explicó en el capítulo 3.2, aprovecha la propiedad de ciertas moléculas de absorber la radiación en la región del ultravioleta y que para el caso del SO_2 se vio que la absorbe en un rango acotado de 260 a 320nm, como se refleja en su espectro de absorción. Debido a esto, se inserta en la cámara un filtro alrededor de los 310nm (figura 4.1), para poder determinar la cantidad de radiación ultravioleta para esa longitud de onda específicamente. De esta manera se puede saber cuánto está absorbiendo la molécula de SO_2 y entonces determinar la concentración de SO_2 basándose en la ley de Lambert-Beer, que para este caso quedaría:

$$A = c\sigma(310nm)L = \log \frac{I_0(310nm)}{I(310nm)} \quad (3)$$

Donde c correspondería a la concentración del SO_2 en un penacho de ancho L , I_0 la intensidad de la radiación en el cielo, I la intensidad de la radiación dentro del penacho volcánico y σ la sección del espectro de absorción, para la longitud de onda a 310nm. Como se vio también en el capítulo 3.3, existen otros gases atmosféricos que tienen *peaks* de absorción de la radiación ultravioleta para longitudes de onda cercanas a 310nm como el ozono O_3 , aunque en menor orden de magnitud. Si se quiere eliminar el efecto del ozono, se puede utilizar un filtro a 330nm, donde el ozono sigue absorbiendo la radiación ultravioleta, en cambio el SO_2 no lo hace, y entonces restar lo obtenido a 330nm.

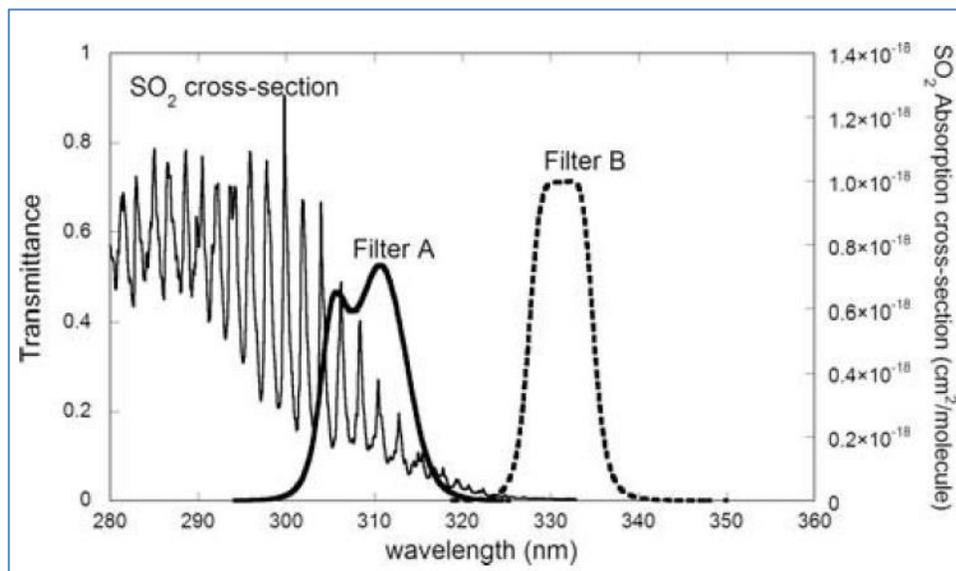


Figura 4.1 Transmitancia de los filtros A y B (a 310nm y 330nm respectivamente), para el espectro de absorción del SO_2 entre los 280 y 360nm. Tomado de Mori y Burton, 2006.

4.1.3. Características

Como se explicó en el capítulo 1.1, la cámara UV que se utiliza en este trabajo de investigación es “Envicam-2” (figura 4.2), desarrollada por el laboratorio NICARNICA, en Noruega. Envicam-2 integra la cámara UV Hamamatsu C8484 (1344 x 1024 pixeles, 12 bits) con un espectrómetro UV y una webcam para proveer un set completo de datos de medición para la cuantificación de las emisiones de SO_2 . La cámara posee una rueda de filtro de cuatro posiciones, equipado con dos filtros de 10nm centrados a 310 nm

(absorción fuerte del SO_2) y a 325nm (absorción débil del SO_2), una vista de banda ancha UV y una placa ennegrecida para la medición de corriente oscura (Stebel *et al.*, 2012). Las especificaciones técnicas se muestran en la Tabla 4.1.



Figura 4.2 Cámara Envicam-2 desde distintos ángulos en una de las campañas a terreno. La cámara está montada en un trípode, los cables conectados a un notebook y a una batería.

Tabla 4.1 Especificaciones técnicas de la cámara Envicam-2

	Cámara	Espectrómetro	Webcam
Campo total de visión	~ 6 °	~ 1 °	160 °
Ópticos	Lente de montaje C de 50mm F/3.5	Diámetro de 5mm F/2	
Tamaño de imagen	1344x1024 pixeles	1024 pixeles	640x512 pixeles
Resolución espectral	4 filtros, FWHM ~ 10nm	~ 0.3 nm (FWHM)	RGB
Número de filtros	hasta 4		
Filtro 1	310 nm		
Filtro 2	325 nm		
Filtro 3	oscuro		
Filtro 4	banda ancha, VIS		
Frecuencia de muestreo máxima	35.7 Hz (4x4 agrupados)	1000 Hz	1 Hz
Configuración de exposición	1µs-1s	1ms-10s	
Detector	Barrido progresivo en línea CCD	Sony ILX511B CCD	CCD
Digitilización	12 bits	16 bits	16 bits
Precisión (SO₂)	± 0.2 gm -2		
Rango de funcionamiento	.-10°C a +50°C	.-30°C a +70°C	.-10°C a +50°C
Interfaces	PCI/CameraLink	USB 2.0	USB 2.0
Requisitos de energía	12 V, 3 A, 40 W <i>peak</i>		
Peso	9kg		
Dimensiones	300 mm x 200 mm x 90 mm (largo x ancho x alto)		

4.2. Condiciones Ideales de Medición

Bluth et al., 2007 determinaron que las condiciones ideales para una correcta medición del SO₂ con una cámara UV son las siguientes:

- Distancia de la cámara entre 10-15 km desde el volcán.
- Cámara apuntando idealmente perpendicular al penacho.
- El sol encima o detrás de la cámara.

Además Kantzas et al., 2010 agregaron que:

- La imagen debe contener cielo despejado a ambos lados del penacho.
- La presencia de nubes detrás del campo de visión de la cámara no afectarían las mediciones, sin embargo en el campo de visión es ideal cielo despejado.

4.3. Procedimiento de Adquisición de Datos en Terreno

Obtener buenas mediciones es parte del objetivo principal de esta memoria, para ello se realizaron dos campañas de terreno: la primera entre los días 15 y 16 de agosto del 2013 al volcán Láscar, la segunda entre los días 9 y 13 de diciembre del 2013 a los volcanes Láscar, Ollagüe e Irruputuncu. Estas campañas de terreno fueron organizadas por el CEGA y SERNAGEOMIN.

Manejo de Software

Para poder controlar la cámara Hamamatsu C8484, durante las mediciones, se utiliza el software *FrameLink Express*. El software *FrameLink Express* permite operar manualmente la cámara, guardando imágenes desde la cámara para cada filtro en particular. La posición del filtro se ajusta girando la rueda de filtros en la parte trasera de la cámara. *FrameLink* permite realizar una estimación del ajuste correcto tiempo de exposición a utilizar para cada posición del filtro. En Anexos se especifica cómo proceder con el software *FrameLink*.

Orden de la adquisición de datos

Para una correcta adquisición de datos, se dirige la cámara hacia el volcán, buscando tener en una misma imagen cielo, penacho y volcán, en una proporción aproximada de cielo 2/3 y volcán 1/3.

Se registran coordenadas UTM, rumbo de la cámara, ángulo de buzamiento y condiciones meteorológicas (nubosidad, viento, temperatura), y se coordinan la hora del PC con la del GPS.

Se inicia registro de imágenes con la webcam. Es importante además tomar algunas fotografías externas del sitio de medición, zoom al volcán, panorámicas del cielo, entre otros.

El orden seguido para las mediciones fue el siguiente:

A. Filtro1_inicial (mediciones mirando al cielo)

Se modifica tiempos de exposición

i. Calibración Inicial (Settings: una imagen cada un segundo, diez (10) imágenes en total)

1. A19
2. A23
3. *Dark*
4. *Sky*

B. Filtro1_inicial (mediciones mirando al volcán).

Se modifica tiempos de exposición

i. Medición Filtro 1 (Settings: una imagen cada diez segundos, cuarenta (40) imágenes en total).

C. Filtro3 (mediciones mirando al volcán).

Se modifica tiempos de exposición.

i. Medición Filtro 3 (Settings: una imagen cada diez segundos, veinte (20) imágenes en total).

D. Filtro4 (mediciones mirando al volcán).

Se modifica tiempos de exposición.

i. Medición Filtro 4 (Settings: una imagen cada diez segundos, veinte (20) imágenes en total).

E. Filtro1_final (mediciones mirando al volcán).

Se modifica tiempos de exposición

i. Medición Filtro 1 (Settings: una imagen cada diez segundos, cuarenta (40) imágenes en total).

F. Filtro1_final (cambia posición: mediciones mirando al cielo)

Se modifica tiempos de exposición

- i. Calibración Final (Settings: una imagen cada un segundo, diez (10) imágenes en total)
 1. A19
 2. A23
 3. *Dark*
 4. *Sky*

4.4. Procesamiento de Imágenes en Gabinete

Para procesar las imágenes obtenidas en terreno se utilizó el software MATLAB R2011a*.

El procedimiento a seguir, basado en las indicaciones dadas por el creador de la cámara Envicam-2 (*Fred Prata*, en comunicación personal) y en algunos trabajos anteriores realizados con otras cámaras UV (*Tamburello et al., 2011, Bluth et al., 2007*), es el siguiente:

De las imágenes obtenidas, es necesario abrir una imagen *sky* (imagen con filtro 1, es decir, 310nm, del cielo), una *dark* (para determinar ruido cámara), una de cada celda de calibración, una *broadband* (imagen con filtro 4, es decir, sin ningún tipo de filtro) y una *plume* (imagen con filtro 1 del penacho).

Estas imágenes se trabajan como matrices, donde los valores en cada parámetro de la matriz corresponde a un “*digital number*” (*DN*).

Lo primero que se debe tratar en cada imagen es eliminar el *vignetting*, el cual corresponde al fenómeno en que se atenúa el brillo de una imagen desde el centro hacia los bordes. La mayor parte del *vignetting* es un efecto óptico observado en lentes grandes en los cuales la luz oblicua no ilumina las esquinas de la imagen (*Bluth et al., 2007*).

Luego, se busca obtener la absorción del SO₂ en cada pixel del penacho comparándolos con los del promedio del cielo, usando una variación de la fórmula de la ley de Lambert-Beer (2) mostrada en el capítulo 3.2.

$$A = \log \frac{I_0(\lambda)}{I(\lambda)} \quad (4)$$

Donde, para obtener la absorción A (que tiene por el momento valores de *DN*), se necesitan: I₀, se utiliza la imagen *sky*; I, se utiliza la imagen *plume* y *Fred Prata* (en comunicación personal) determinó que la constante σ se puede considerar como igual a 1, por lo tanto:

$$A = \log \frac{(imagen\ sky - imagen\ dark)}{(imagen\ plume - imagen\ dark)} \quad (5)$$

Se resta para cada intensidad la imagen *dark*, para poder eliminar el ruido interno de la cámara.

Antes de calcular “A”, se requiere primero que los datos de cada pixel de la imagen *sky* sean equivalentes a los de la zona de cielo en las imágenes *plume*. Por lo tanto, se busca dentro de cada imagen una matriz de menor tamaño para obtener el promedio de esos pixeles correspondientes a cada matriz (se considera las zonas centrales del cielo, menos afectadas por el *vignetting*) y luego se dividen estos promedios para determinar la razón a la cual se encuentran y entonces multiplicar por este valor la imagen *sky*. Las figuras 4.3 y 4.4 muestran las imágenes *sky* y *plume* con sus matrices menores respectivas en las cuales se calcula el promedio.

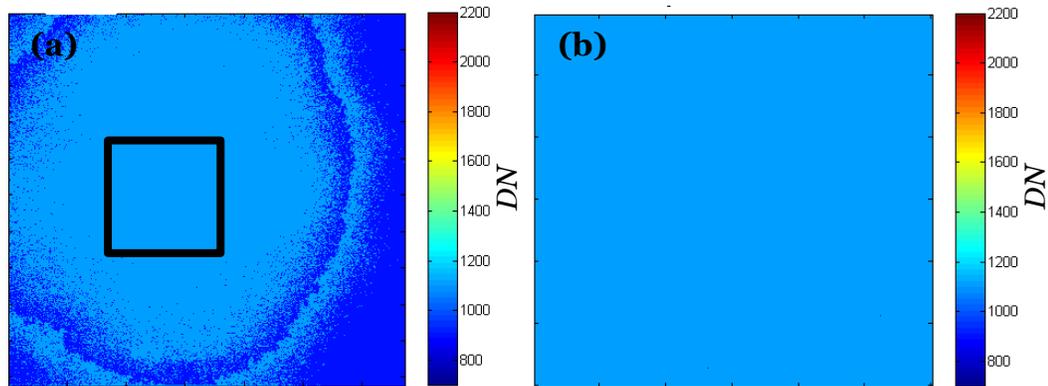


Figura 4.3 (a) Intensidad de la radiación en el cielo en unidad de *DN* (en imagen *sky*) e (b) Intensidad en zona menor del cielo seleccionado con un cuadrado de (a) en unidad de *DN*.

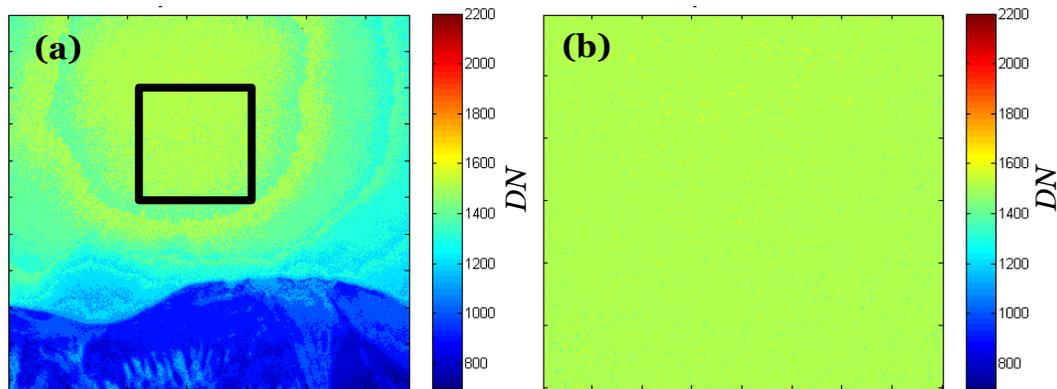


Figura 4.4 (a) Intensidad de la radiación en unidad de DN (en imagen *plume*) e (b) Intensidad en zona menor del cielo seleccionado con un cuadrado de (a) en unidad de DN .

Entonces, la imagen *sky* que se usa en la fórmula de la ley de Lambert-Beer, es una imagen *sky* modificada (figura 4.5).

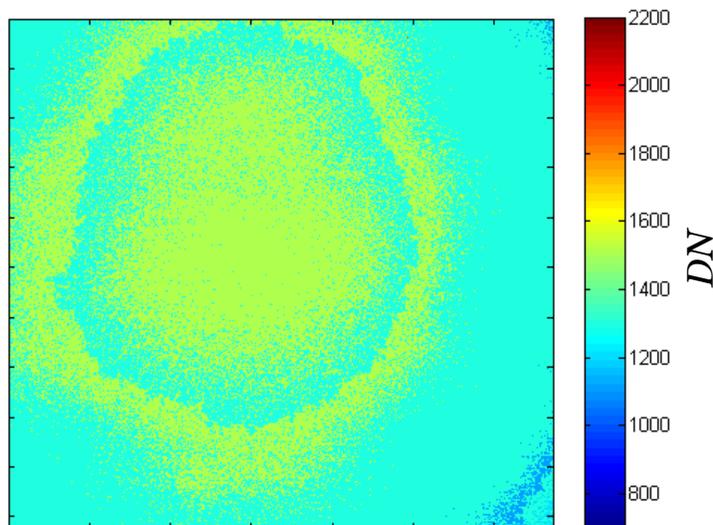


Figura 4.5 Intensidad de la radiación en unidad de DN (en imagen *sky* modificada), donde los valores de cada pixel son ahora equivalentes de los de la zona del cielo en la imagen *plume*.

Luego, se resta a cada imagen (*sky* y *plume*) la imagen *dark*, para determinar I_0 e I respectivamente y se dividen ambas intensidades. El resultado se muestra en la figura 4.6.

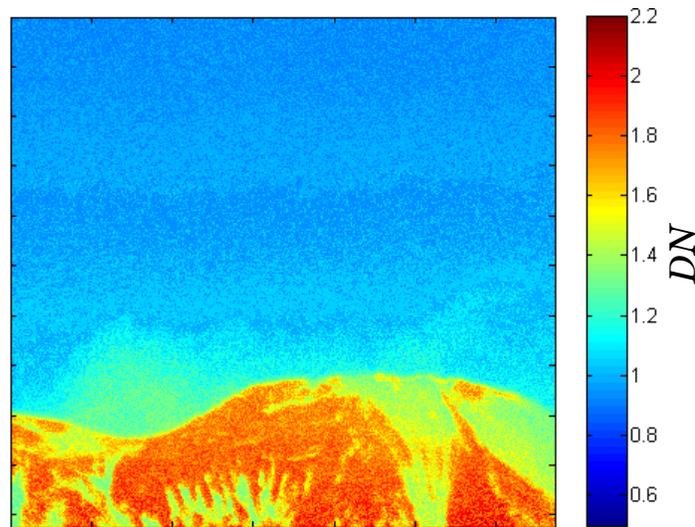


Figura 4.6 División de intensidades I_o/I en unidad de DN , es decir, $(\text{imagen sky}-\text{imagen dark})/(\text{imagen plume}-\text{imagen dark})$.

Antes de calcular el logaritmo de esta división, se elimina la zona del relieve del volcán utilizando una “máscara”, para suprimir los valores de los píxeles de la zona del volcán dado que no son de interés. Para esto, se utiliza la imagen *broadband*, ya que en esta imagen es más notorio el contraste entre volcán y cielo (figura 4.7).

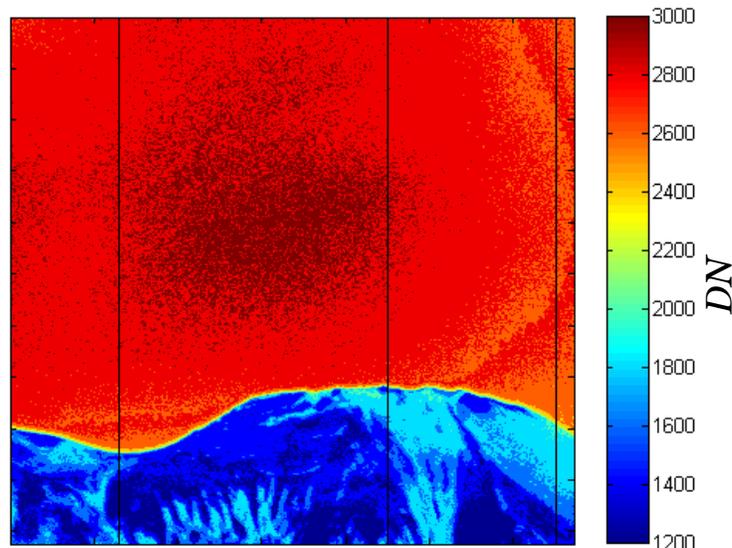


Figura 4.7 Intensidad de la radiación en unidad de DN en imagen *broadband*, con tres transectas seleccionadas para determinar contraste entre cielo y relieve volcán

Se identifican los valores de DN entre los cuales varía el cielo y el relieve del volcán. Por ejemplo, desde el contorno del volcán en las imágenes correspondientes a Lejía 16 Agosto 2013, se encuentra bajo los 2400 DN (como se muestra en la figura 4.8, donde se representan los valores de DN a lo largo de las transectas de la figura 4.7). Por lo tanto,

en la imagen obtenida de la división de las intensidades, se reemplaza la zona del volcán, es decir la zona con valores de DN menores a 2400, por “ceros” (figura 4.9).

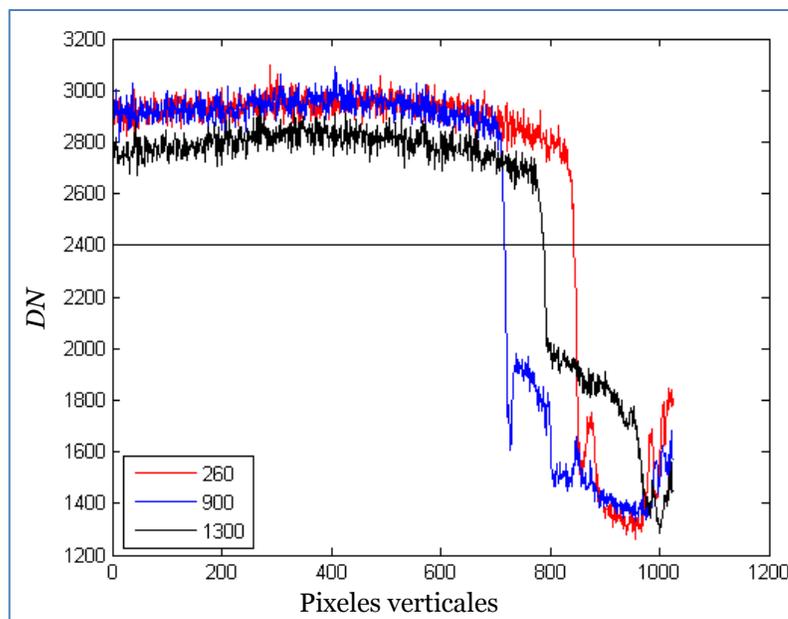


Figura 4.8 Representación de las tres transectas para los pixeles horizontales 260, 900 y 1300 de la figura 4.7, en color rojo, azul y negro respectivamente. Se reconoce DN 2400 como el límite entre el cielo y relieve volcán.

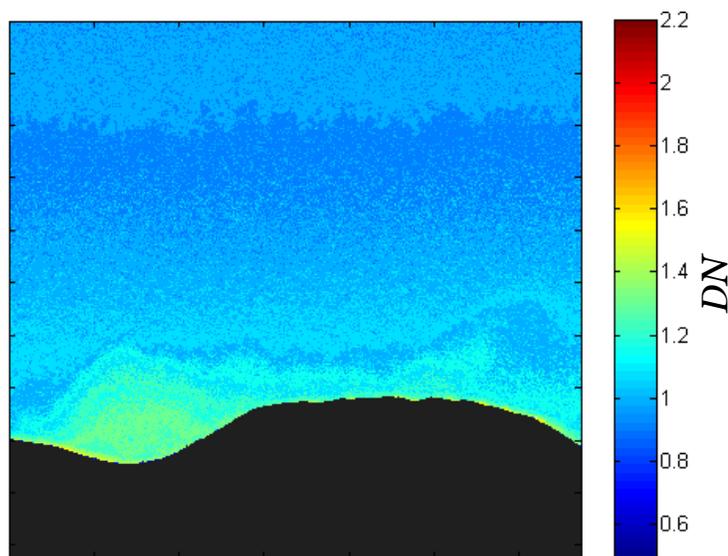


Figura 4.9 División de intensidades I_0/I en unidad de DN , ahora con la máscara para el volcán creada desde la imagen *broadband*.

Así, para la zona del volcán que ahora contiene solo “ceros”, se reemplazan los valores por algún número lo suficientemente distinto como “-1000” y para el resto se calcula el

logaritmo de la división de intensidades y se obtiene por fin una absorción aparente en unidad de *DN* (figura 4.10).

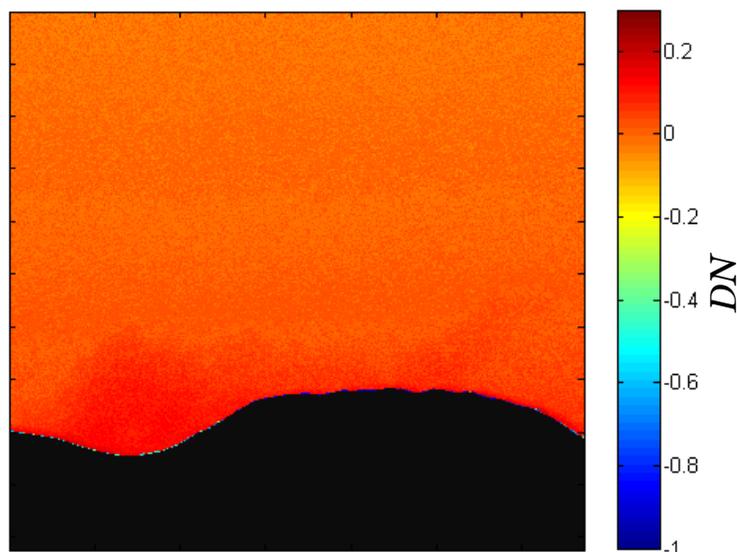


Figura 4.10 Absorción aparente en unidad de *DN*, es decir, $\log[(\text{imagen sky}-\text{imagen dark})/(\text{imagen plume}-\text{imagen dark})]$.

Para poder pasar de unidad de *DN* a una unidad conocida y comparable, se utilizan celdas de calibración con concentraciones conocidas en ppm m (partes por millón por metro). Para las mediciones realizadas en la primera campaña de terreno, se utilizan las celdas A19 con 650ppm m y A23 con 155ppm m. Para cada celda (A19 y A23) se realiza el mismo procedimiento para obtener una absorción aparente con la fórmula de la ley de Lambert-Beer. Se obtienen entonces absorciones también en unidad de *DN*, pero equivalentes a concentraciones en ppm m conocidas (figuras 4.11 y 4.12 respectivamente). Por lo que se realiza un promedio de la parte central (una matriz de 300x300) de los datos de la matriz resultante para cada celda, para que con esos datos y las concentraciones conocidas se obtenga una ecuación de la recta que permita calibrar (figura 4.13).

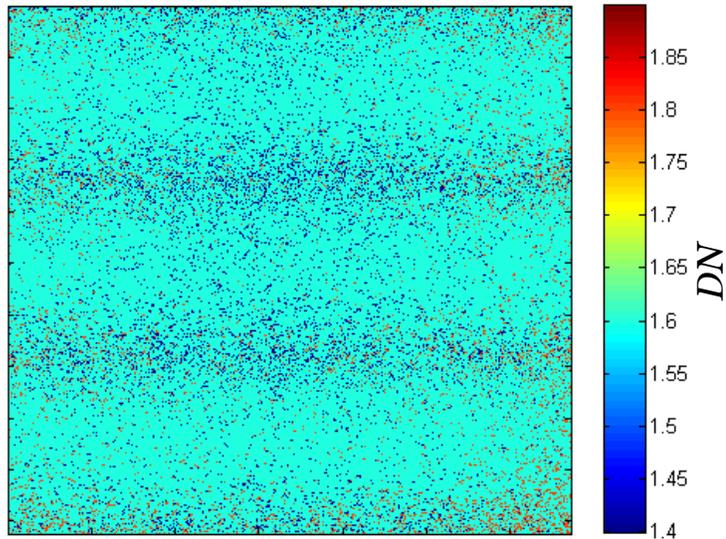


Figura 4.11 Absorción aparente en unidad de DN para la celda de calibración A19 que tiene concentración conocida de 650ppm m, es decir, $\log[(\text{imagen sky}-\text{imagen dark})/(\text{imagen A19}-\text{imagen dark})]$.

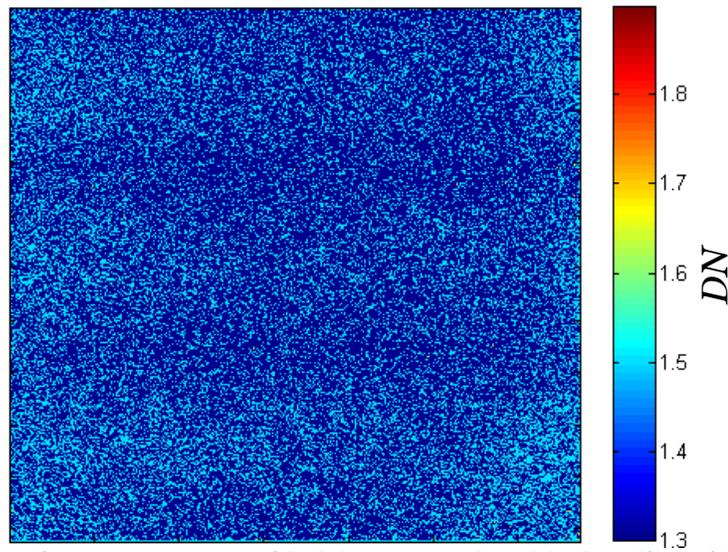


Figura 4.12 Absorción aparente en unidad de DN para la celda de calibración A23 que tiene concentración conocida de 155ppm m, es decir, $\log[(\text{imagen sky}-\text{imagen dark})/(\text{imagen A23}-\text{imagen dark})]$.

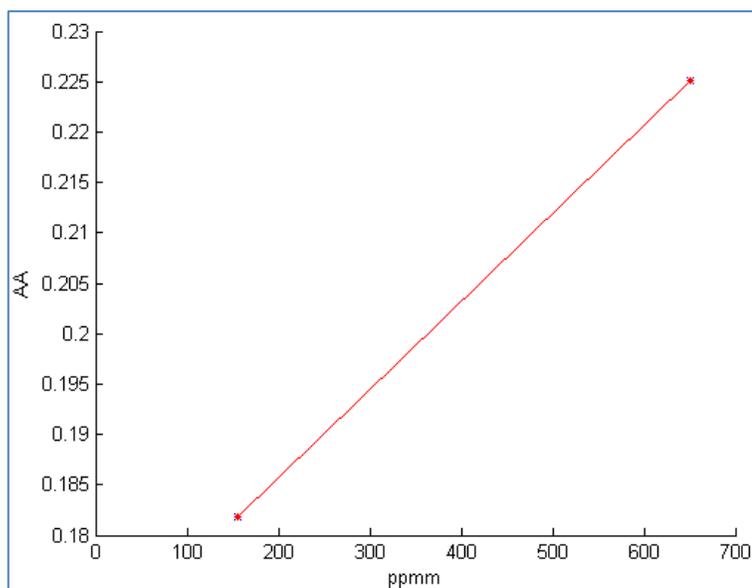


Figura 4.13 Curva de calibración de absorción aparente (AA) en DN versus concentración de las celdas (ppm m).

Finalmente se multiplica cada valor de la matriz de absorción aparente del penacho por la pendiente de esta ecuación para obtener la concentración del SO₂ en el penacho en ppm m, como se observa en la figura 4.14.

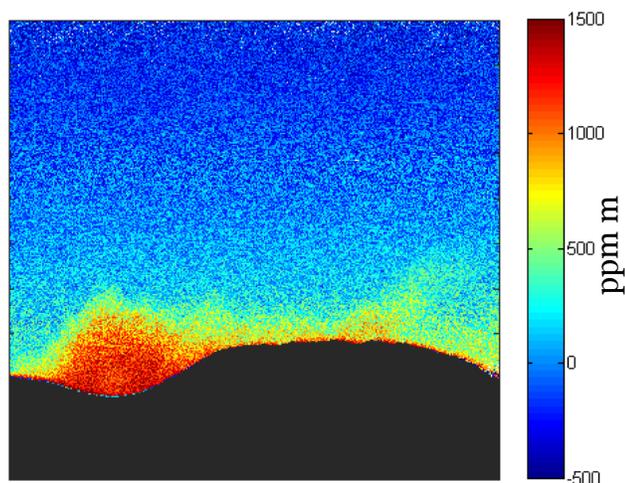


Figura 4.14 Concentraciones de SO₂ en ppm m, luego de haber calculado la absorción aparente $\log[(\text{imagen sky}-\text{imagen dark})/(\text{imagen plume}-\text{imagen dark})]$ y de haber calibrado con las celdas para obtener concentraciones en unidad conocida.

De acuerdo a lo expuesto en el capítulo 4.1.2, otra alternativa para estimar la concentración del SO₂ es utilizando también un filtro a 330nm, donde el SO₂ no absorbe la luz ultravioleta (*Kantzas et al.*, 2010). Para esto se realiza el mismo procedimiento que para el filtro a 310nm, pero ahora la absorción aparente está determinada por:

$$A = \log \frac{\frac{(imagen\ sky - imagen\ dark)}{(imagen\ plume - imagen\ dark)}^{330}}{\frac{(imagen\ sky - imagen\ dark)}{(imagen\ plume - imagen\ dark)}^{310}} \quad (6)$$

5. Resultados

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir de las campañas de terreno y el trabajo de gabinete realizado para los volcanes Láscar, Ollagüe e Irruputuncu. Además se realiza una estimación de viento para la obtención de flujo de SO₂ en uno de los casos.

5.1. Mediciones en Terreno

A continuación, en la tabla 5.1, se muestran los puntos de medición con sus respectivas horas y distancia al volcán, para cada campaña de terreno:

Tabla 5.1 Detalle de los puntos de medición de cada salida a terreno. Todas las mediciones fueran realizadas en el volcán Láscar, exceptuando las de ubicación Ollagüe e Irruputuncu.

	Número	Ubicación	Coordenadas UTM	Fecha	Hora Chile	Hora UTC	Distancia aprox. al volcán (km)
Primera campaña	1	Lejía	632550 E / 7401830 S	15/08/2013	17:00	21:00	12
	2	Talabre	613325 E / 7421225 S	15/08/2013	13:50	17:50	17
Segunda campaña	3	Lejía S	631346 E / 7401380 S	10/12/2013	14:05	17:05	14
	4	Lejía SS	638000 E / 7402520 S	10/12/2013	16:08	19:08	15
	5	Flanco Norte	628000 E / 7422210 S	11/12/2013	10:23	13:23	7
	6	Talabre	613325 E / 7421225 S	11/12/2013	11:42	14:42	17
	7	Ollagüe	576090 E / 7643750 S	12/12/2013	11:38	14:38	9
	8	Irruputuncu	535520 E / 7706640 S	12/12/2013	16:11	19:11	11

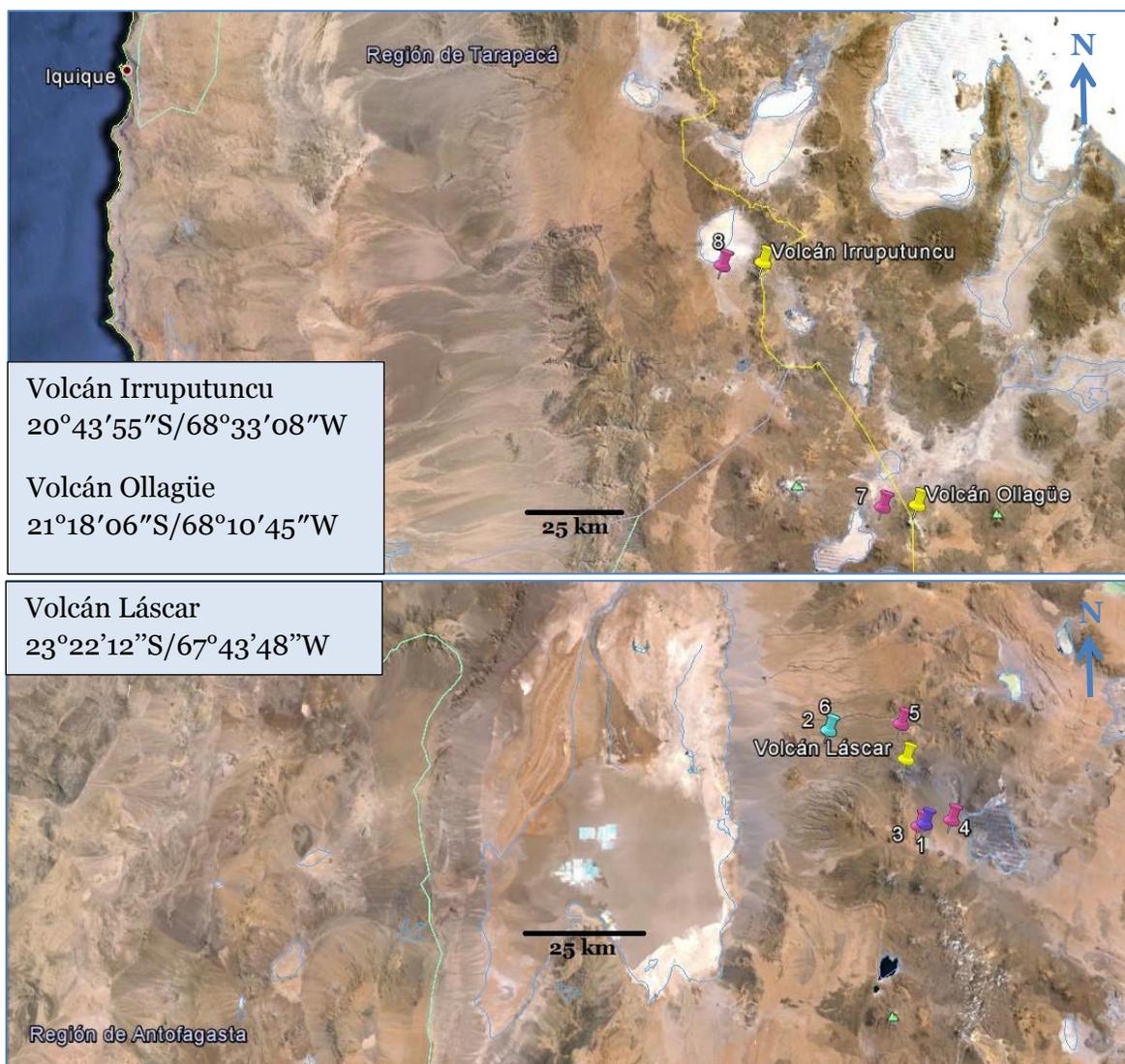


Figura 5.1 Ubicación de los puntos de medición de las dos salidas a terrenos especificados en la tabla 5.1. Con chinchas amarillos se indican los volcanes estudiados, con chinche morado el punto 1 de la primera salida, con chinchas rosados los puntos 3, 4, 5, 7, 8 de la segunda salida y con celeste los puntos 2 y 6 que coinciden para la primera y la segunda salida respectivamente. Además se muestra la latitud y longitud para cada volcán.

5.2. Estimación de Concentraciones

De las mediciones realizadas se obtuvieron imágenes con concentraciones en ppm m con el procedimiento descrito en el capítulo 4.4 para todos los sets de medición.

A continuación (figuras 5.2-5.9) se muestran las primeras imágenes con concentraciones en ppm m de cada secuencia de mediciones obtenidas desde cada punto de medición, junto a una foto del volcán:

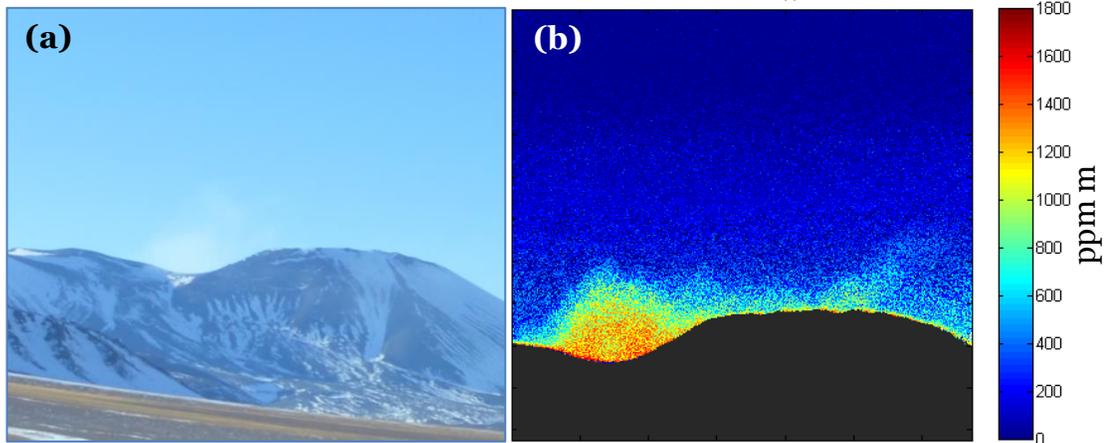


Figura 5.2 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Lejía Agosto, (b) concentraciones en ppm m para el punto Lejía Agosto, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 1800 ppm m.

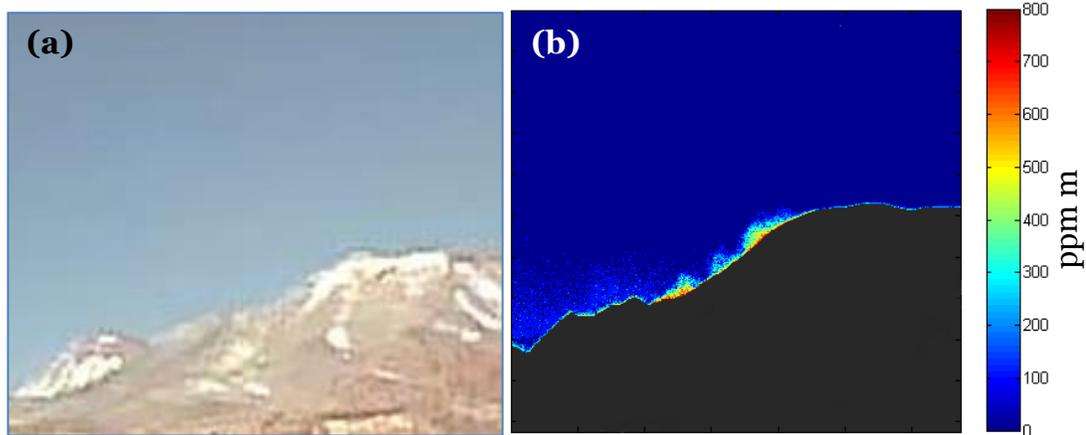


Figura 5.3 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con la webcam de la cámara Envicam-2 desde el punto Talabre Agosto, (b) concentraciones en ppm m para el punto Talabre Agosto, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 800 ppm m.

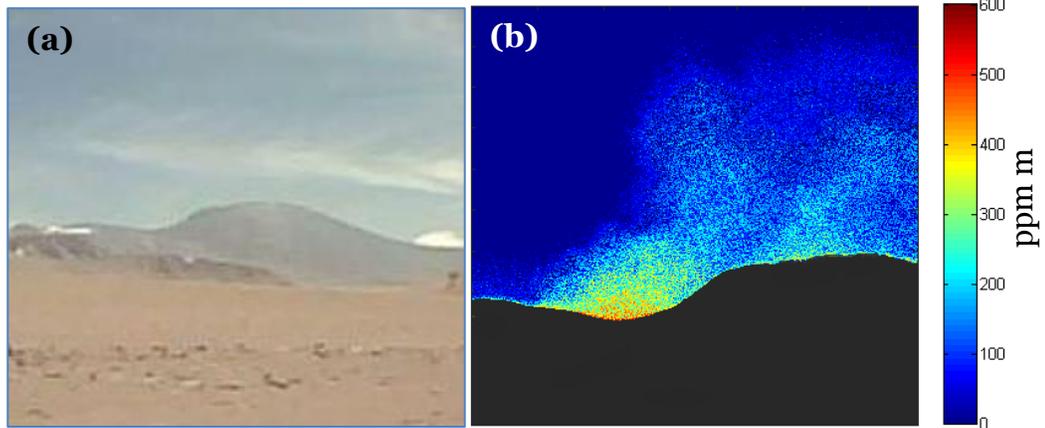


Figura 5.4 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con la webcam de la cámara Envicam-2 desde el punto Lejía S Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Lejía S Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 600 ppm m.

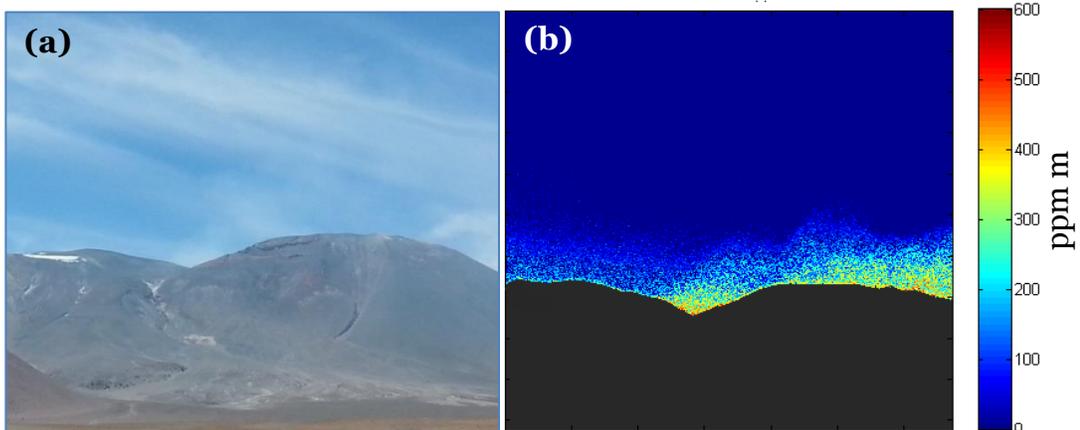


Figura 5.5 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Lejía SS Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Lejía SS Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 600 ppm m.

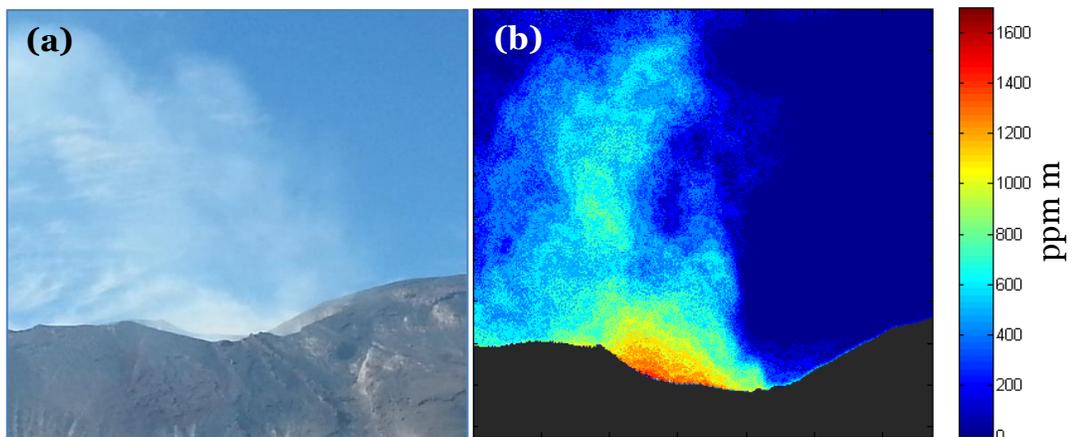


Figura 5.6 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Flanco Norte Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Flanco Norte Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 1700 ppm m.

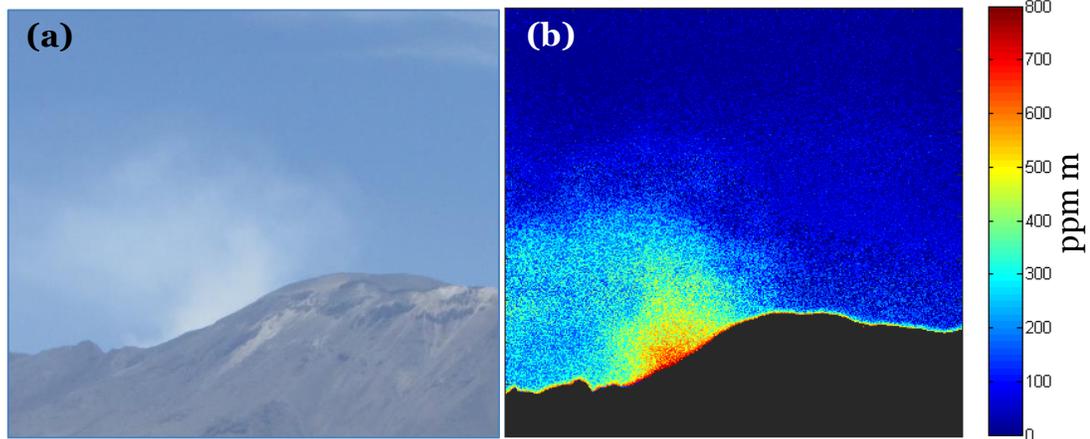


Figura 5.7 (a) Foto del volcán Láscar obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Talabre Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Talabre Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 800 ppm m.

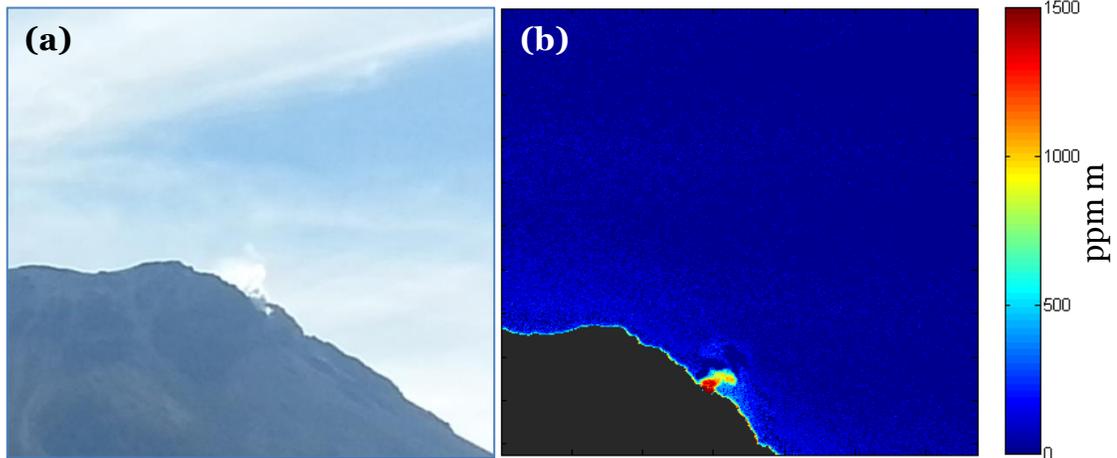


Figura 5.8 (a) Foto del volcán Ollagüe obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Ollagüe Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Ollagüe Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 1500 ppm m.

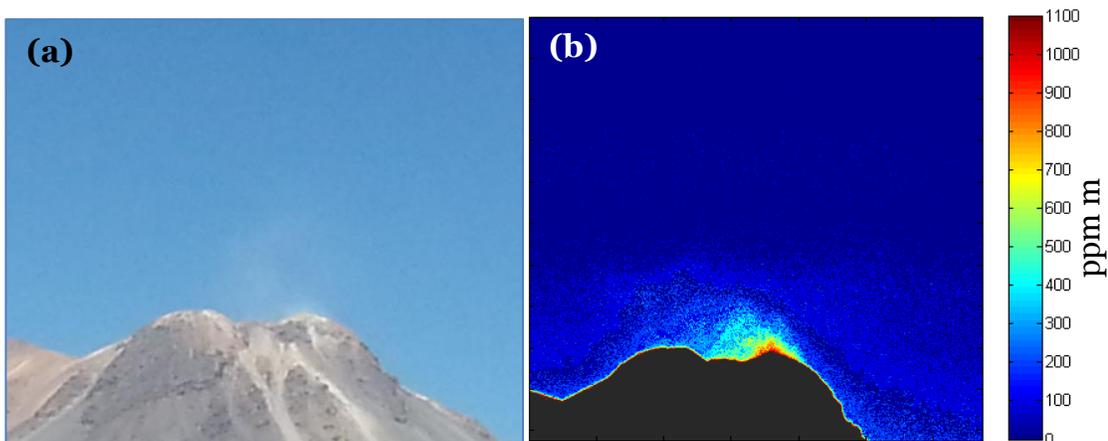


Figura 5.9 (a) Foto del volcán Irruputuncu obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Irruputuncu Diciembre, (b) concentraciones en ppm m para el punto Irruputuncu Diciembre, donde las concentraciones máximas en el penacho llegan a 1100 ppm m.

Las imágenes del volcán Láscar muestran valores máximos en el penacho de 600 a 1600ppm m. La imagen del volcán Irruputuncu muestra valores máximo de 1100ppm m y la del volcán Ollagüe muestra valores máximos de 1500ppm m, siendo el tamaño del penacho comparativamente menor.

La figura 5.10 muestra, para una misma medición en Flanco Norte, el resultado al utilizar solo el filtro 1 y el caso con la utilización del filtro 1 y el filtro 3. Se observan concentraciones menores al agregar el filtro 3.

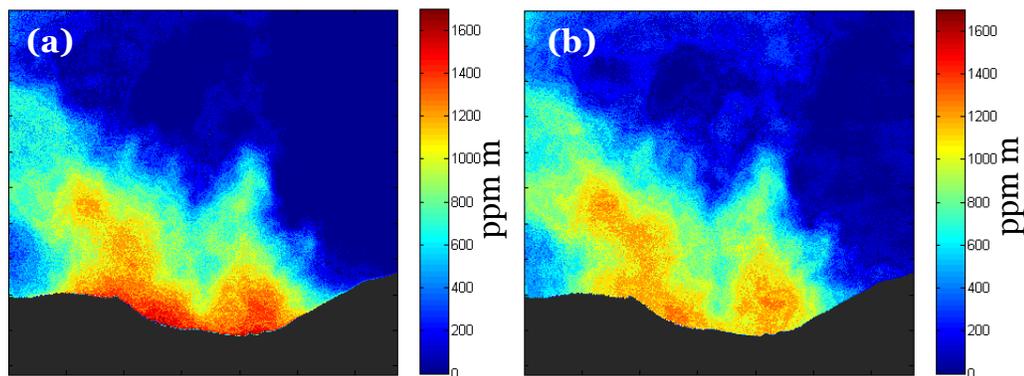


Figura 5.10 Concentraciones en ppm m para el volcán Láscar desde el punto Flanco Norte Diciembre. En (a) concentraciones utilizando solo el filtro1, en (b) utilizando filtros 1 y 3.

En los siguientes gráficos se observan las curvas de calibración obtenidas. La figura 5.11 muestra la curva obtenida a partir de dos celdas de calibración: A19 y A23 (con concentraciones de 650ppm m y 155ppm m respectivamente), para Lejía Agosto y Talabre Agosto (ubicación descrita en tabla 5.1). La figura 5.12 muestra las curvas obtenidas a partir de cuatro celdas de calibración: A19, A23, A32, A42 (650ppm m,

155ppm m, 260ppm m, 630ppm m respectivamente), para Lejía S, Lejía SS, Talabre, Flanco Norte, Ollagüe e Irruputuncu (ubicaciones descritas en tabla 5.1).

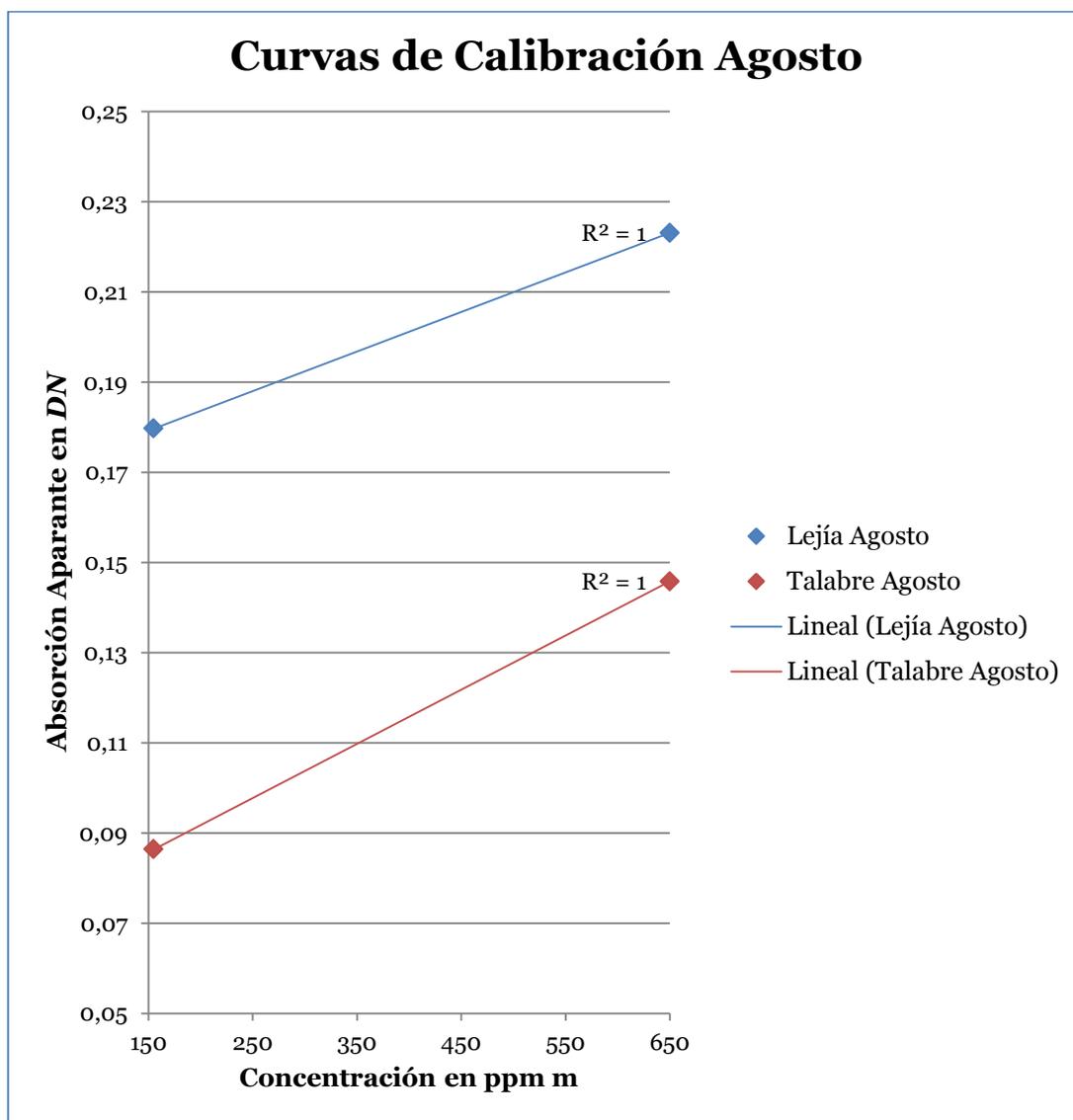


Figura 5.11 Curvas de calibración de absorción aparente en DN versus concentración de las celdas A19 y A23 en ppm m. Se incluye también los coeficientes de determinación (R^2) respectivos.

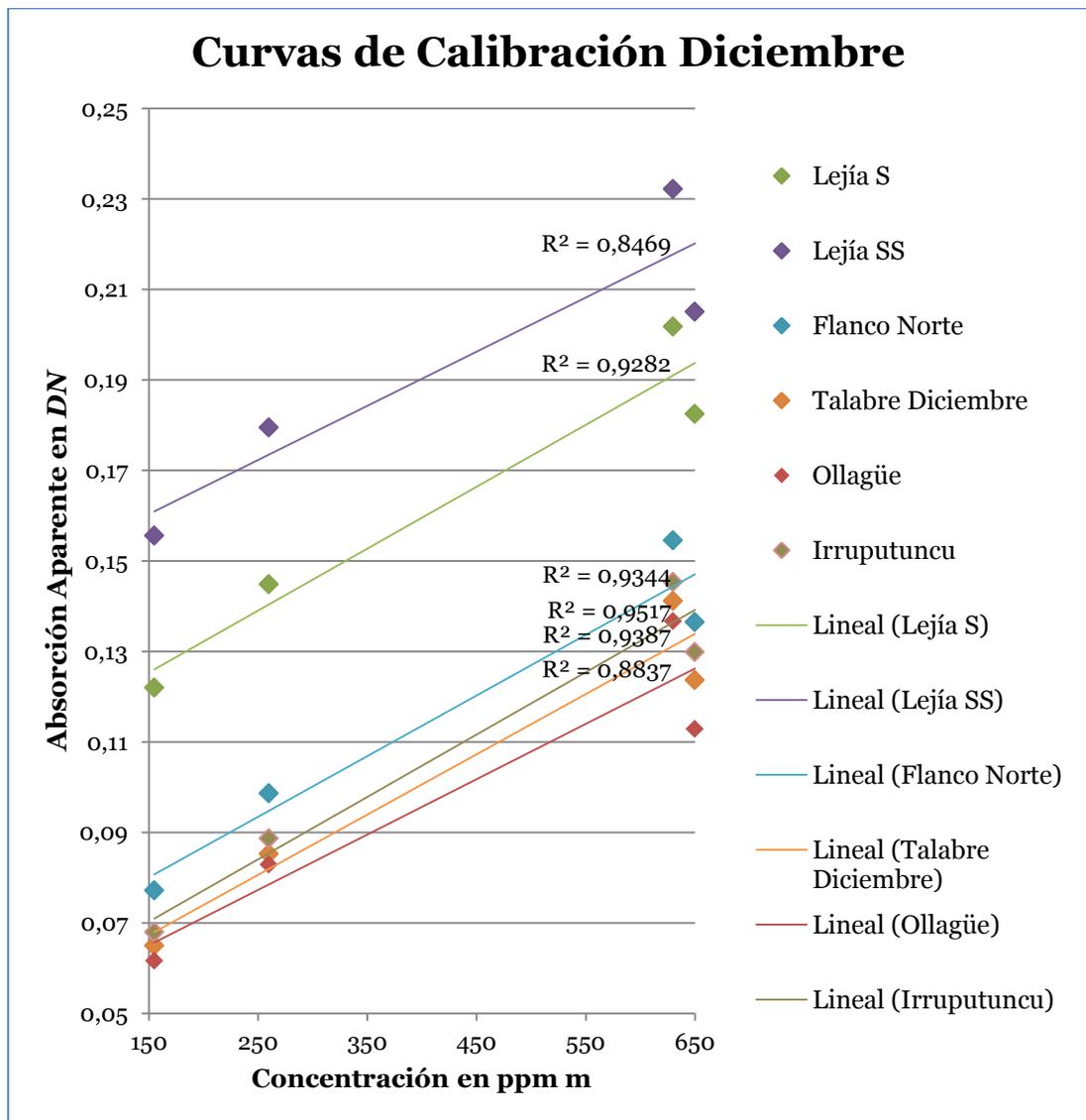


Figura 5.12 Curvas de calibración de absorción aparente en DN versus concentración de las celdas A19, A23, A32, A42 en ppm m. Se incluye también los coeficientes de determinación (R²) respectivos.

5.3. Determinación de la Velocidad del Viento

Parte importante en el estudio del SO₂ en penachos volcánicos es la obtención de un flujo de este. Ya que, para efectos de monitoreo volcánico, los flujos de SO₂ tienen relevancia dado que permite inferir la emisión gaseosa desde los sistemas volcánicos siendo comparables con otras emisiones del mismo u otros volcanes. Para esto, resulta necesario estimar la velocidad del viento al momento de hacer las mediciones.

Bluth et al., (2007) y *Mori y Burton*, (2009), determinaron que se puede calcular la velocidad del viento directamente midiendo la distancia recorrida de características reconocibles del penacho en imágenes consecutivas, cada cierto tiempo conocido. Siguiendo esta metodología para las imágenes de Flanco Norte (ubicación descrita en tabla 5.1), de las cuarenta imágenes se seleccionaron dos grupos de nueve imágenes con un punto reconocible, se midió la distancia recorrida para este punto (escalando previamente la imagen) y se calculó la velocidad considerando que las imágenes se obtuvieron cada cinco segundos. Este procedimiento fue realizado en total por nueve personas, y se promediaron los resultados. La velocidad del viento medida fue 3,9 m/s. En las figuras 5.13 y 5.14 se muestran las secuencias de imágenes con el punto que se marcó para poder estimar el viento.

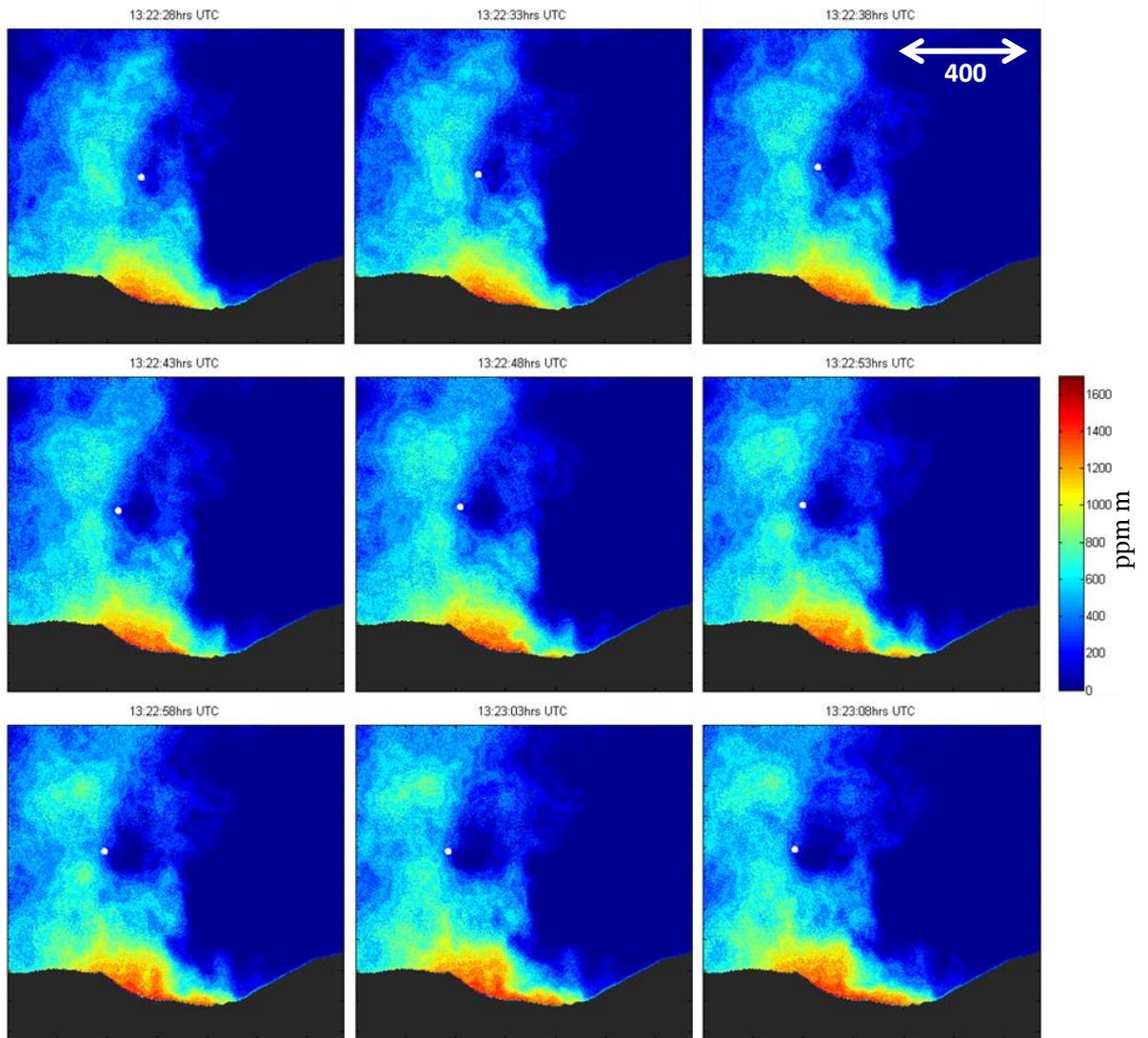


Figura 5.13 Primera secuencia de imágenes con concentraciones de SO₂ en ppm m para Flanco Norte Láscar. Las imágenes se obtuvieron cada 5 segundos, empezando a las 13:22:28 UTC. El punto blanco fue el medido para estimar la velocidad del viento.

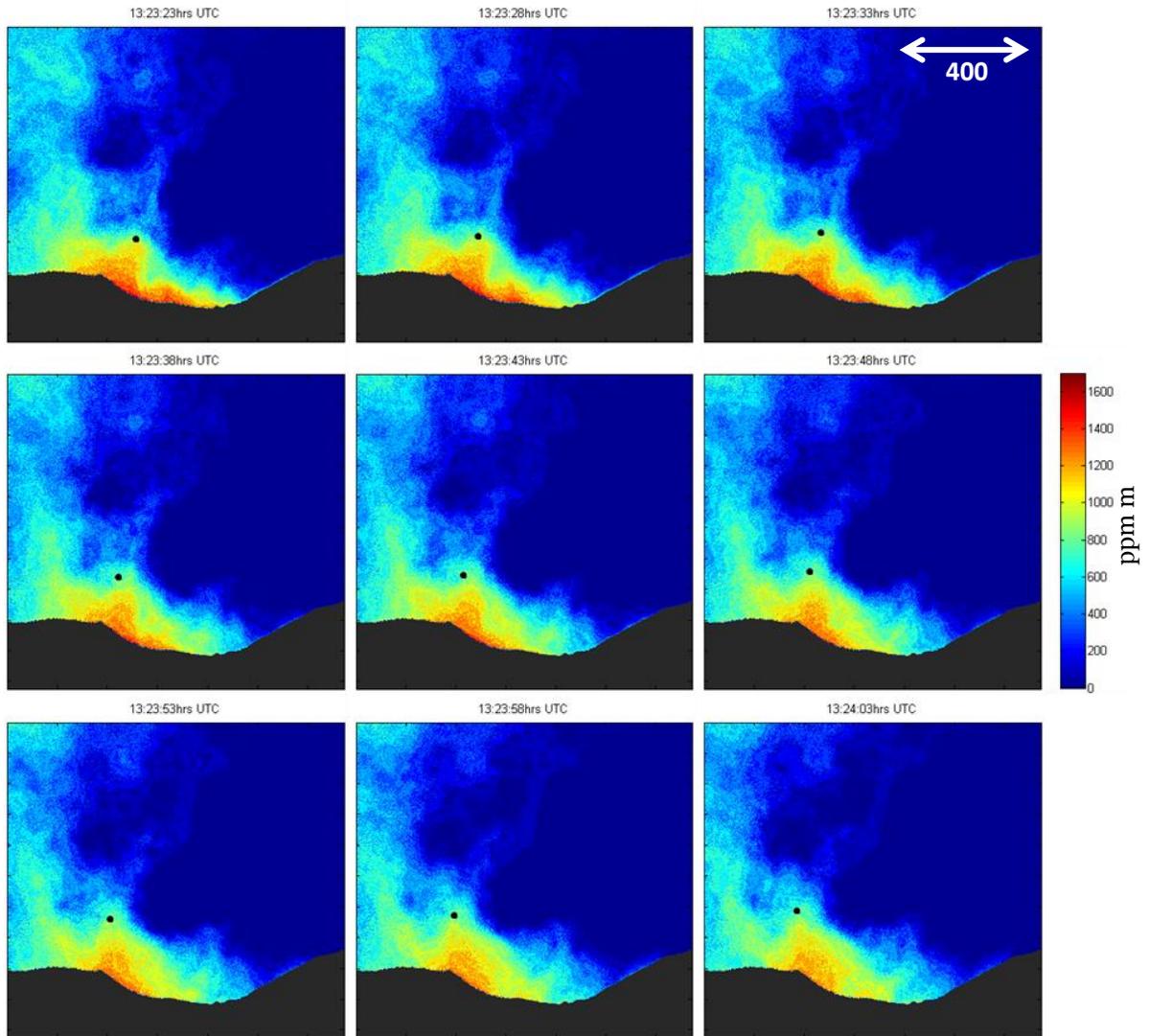


Figura 5.14 Segunda secuencia de imágenes con concentraciones de SO₂ en ppm m para Flanco Norte Láscar. Las imágenes se obtuvieron cada 5 segundos, empezando a las 13:23:22 UTC. El punto negro fue el medido para estimar la velocidad del viento.

Para verificar que utilizando este procedimiento se obtiene una velocidad de viento dentro de rangos coherentes, se comparó con datos de viento de un modelo global del *National Oceanic and Atmospheric Administration NOAA*⁶.

NOAA es el principal organismo responsable de la vigilancia y la predicción de la variabilidad del clima en el mundo, por lo que tienen a disposición un análisis histórico (también conocido como “reanálisis”) para el océano, la atmósfera, la tierra y la criósfera. El reanálisis es crucial para el seguimiento de la variabilidad climática y sus

⁶ Información obtenida de la página <http://nomads.ncdc.noaa.gov/NOAAREanalysis/>

tendencias. Los datos del reanálisis se han desarrollado por *NOAA Operational Model Archive and Distribution System NOMADS*⁷.

NOMADS es una red de servidores de datos que utiliza tecnologías establecidas y emergentes. Los datos disponibles en *NOMADS* incluyen input del modelo y *Numerical Weather Prediction NWP* desde *National Centers for Environmental Prediction NCEP*, *Global Climate Models GCM* y simulaciones del *Geophysical Fluid Dynamic Laboratory GFDL* y otras instituciones líderes de todo el mundo.

El modelo de *NOMADS* utilizado en esta memoria es el *Global Forecast System GFS*⁸, que es un modelo de pronóstico del tiempo producido por *NCEP*. Decenas de variables atmosféricas y de la tierra están disponibles a través de este conjunto de datos, desde temperaturas, vientos y precipitaciones hasta humedad del suelo y concentración de ozono en la atmósfera. Todo el mundo está cubierto por el *GFS* con una resolución horizontal de 1 grado entre puntos de la rejilla.

Utilizando el software *MATLAB R2011a*, es posible leer los archivos de *GFS* de *NOMADS* y de estos, extraer los valores de velocidad y dirección de viento horizontal (U) y viento vertical (V), para datos de latitud, longitud y nivel de presión a elección.

Para poder ocupar los valores entregados por el modelo *GFS*, dado que es un modelo a escala global, es necesario validarlo comparándolos con datos medidos in-situ. Para esto, se utilizaron datos de viento de las estaciones meteorológicas que se encuentran en *Atacama Large Millimeter/submillimeter Array ALMA*⁹ y en *Toconao*- por la Dirección Meteorológica de Chile¹⁰. Se compararon datos correspondientes a una semana, desde el 07 al 13 de diciembre del 2013, para cuatro horas cada día (00-06-12-18hrs UTC, las horas a las que hay mediciones del modelo *GFS* de *NOAA*). Las latitudes, longitudes y niveles de presión escogidos se muestran en la tabla 5.2:

⁷ Información obtenida de la página <http://nomads.ncdc.noaa.gov/publications/nomads-executive-summary2005.pdf>

⁸ Información obtenida de la página <http://www.ncdc.noaa.gov/data-access/model-data/model-datasets/global-forecast-system-gfs>

⁹ Información obtenida de la página <http://weather.aiv.alma.cl/>

¹⁰ Información obtenida de la página <http://164.77.222.61/RedEmaNacional/php/VisorMMA.php?codigoNacional=230004>

Tabla 5.2 Datos de latitud, longitud y altura para las localidades de Toconao, ALMA y cráter del volcán Láscar, así como los valores de latitud, longitud y nivel de presión utilizados en el modelo GFS para la obtención de datos de velocidad del viento.

Datos			
	Latitud (°)	Longitud (°)	Altura (msnm)
Toconao	23,19	68,01	2495
ALMA	23,02	67,75	5000
Láscar	23,95	67,88	5592
Valores utilizados en modelo GFS			
	Latitud (°)	Longitud (°)	Nivel de Presión (hPa)
Toconao	23	68	750
ALMA	23	68	550
Láscar	24	68	500

Los datos obtenidos se encuentran en la tabla 9.2 en Anexos y muestran en su mayoría similitud en los valores permaneciendo en un mismo orden de magnitud. Para el caso del volcán Láscar, se obtuvo dos datos de velocidad para el día de la medición desde el Flanco Norte, a las horas más cercanas a esta. Se resumen las velocidades obtenidas en la tabla 5.3. Los dos primeros valores corresponden a las velocidades obtenidas desde el modelo GFS de NOAA y el tercer valor corresponde a la velocidad obtenida desde las imágenes.

Tabla 5.3 Velocidades del viento para el día 11/12/2013, para las mediciones del volcán Láscar desde el Flanco Norte.

	Hora UTC	Velocidad m/s
NOAA	12:00	2,7
	18:00	2,9
Imagen	13:22	3,9

5.4. Determinación del Flujo

Finalmente para la obtención del flujo del SO₂, se escogió una imagen de la secuencia, a la que las concentraciones en ppm m se transformaron a g/m² con la siguiente fórmula (Fred Prata, en comunicación personal):

$$[] \text{ en } \frac{g}{m^2} = \frac{PM * P * [] \text{ en ppm m}}{R * T} \quad (7)$$

Donde PM=0,064kg/mol para el SO₂, P=760torr, R=62,4torr, T=298K, resultando:

$$[] \text{ en } \frac{g}{m^2} = 2,62 * 10^{-3} [] \text{ en ppm m} \quad (8)$$

En la imagen se trazaron transectas horizontales como se muestra en la figura 5.15, donde además se muestra un ejemplo de transecta. Para cada una de ellas se integraron los valores de concentración en ppm m de cada pixel, es decir se sumaron las concentraciones de cada pixel y la suma se multiplicó por el ancho del pixel en metros. Este valor se cambió de unidad a g/m² según la ecuación (8) y al realizar la integración se obtuvo un dato en kg/m. Este se multiplicó por la velocidad del viento en m/s para obtener el flujo en unidad de kg/s. También se obtuvo el flujo en unidad de ton/día.

$$\text{Flujo de } SO_2 = [SO_2]_{pl} * d * v_{pl} * Cf$$

Donde, [SO₂]_{pl} es la suma de las concentraciones en ppm m de cada pixel, *d* es el ancho del pixel en metros, *v_{pl}* es la velocidad en m/s y *Cf* es el factor de transformación a ton/día o kg/s.

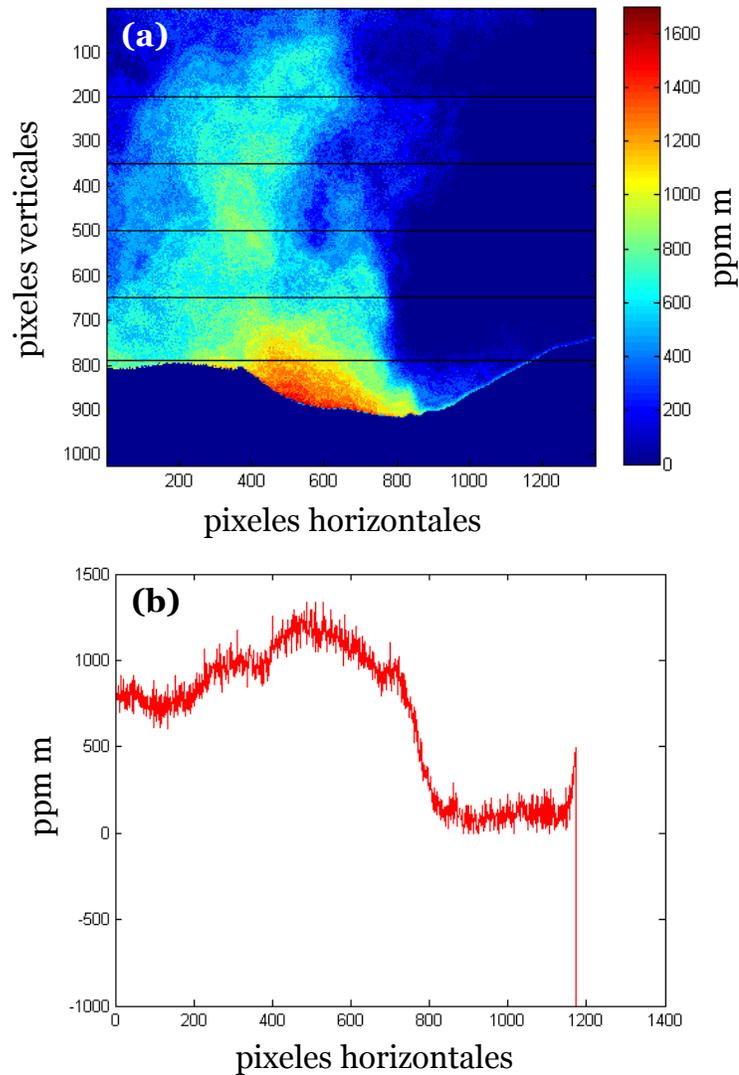


Figura 5.15 (a) Concentraciones en ppm m en el volcán Láscar desde Flanco Norte Diciembre, con transectas horizontales marcadas desde las cuales se mide el flujo de SO₂; **(b)** Transecta horizontal inferior (para línea de píxel vertical 800) con las concentraciones en ppm m para cada píxel.

Se hicieron estimaciones de flujo considerando la velocidad de viento obtenida desde las imágenes y con la velocidad de viento obtenida desde el reanálisis de NOAA a las 12:00, que es la hora más cercana a la hora de la adquisición de datos. Los resultados se muestran en las figuras 5.16 y 5.17.

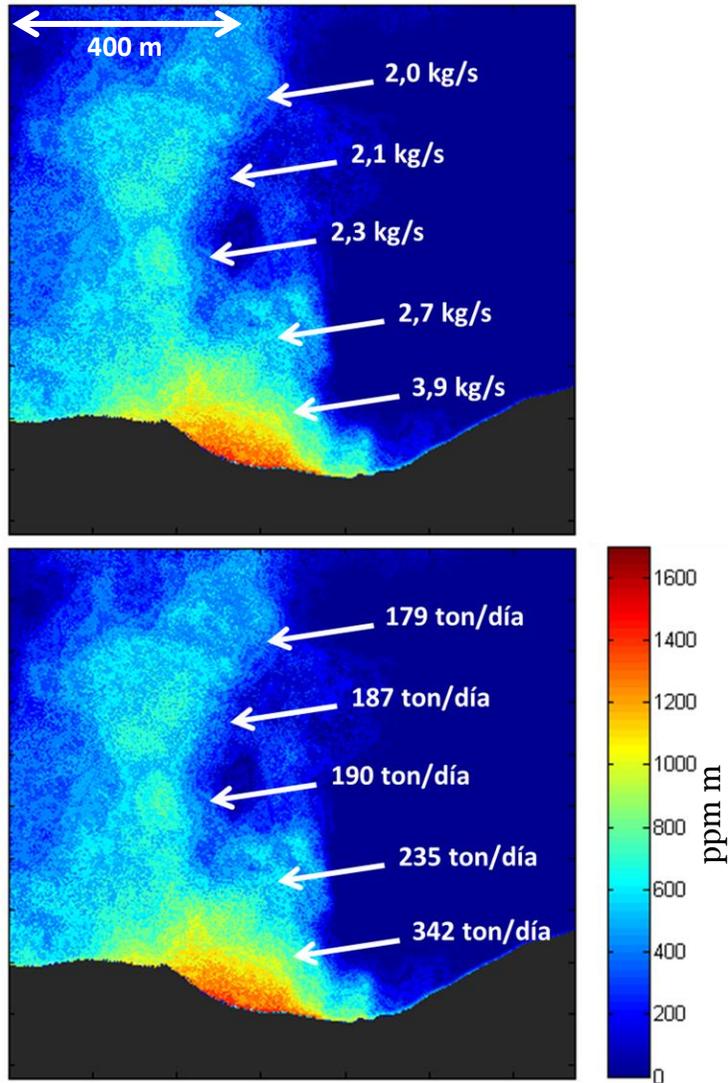


Figura 5.16 Concentraciones en ppm m y flujos medidos para distintas transectas en el volcán Láscar para una imagen desde Flanco Norte Diciembre. Los flujos se presentan en kg/s y en ton/día, y se midieron con la velocidad obtenida desde modelo GFS de NOAA (2,7 m/s).

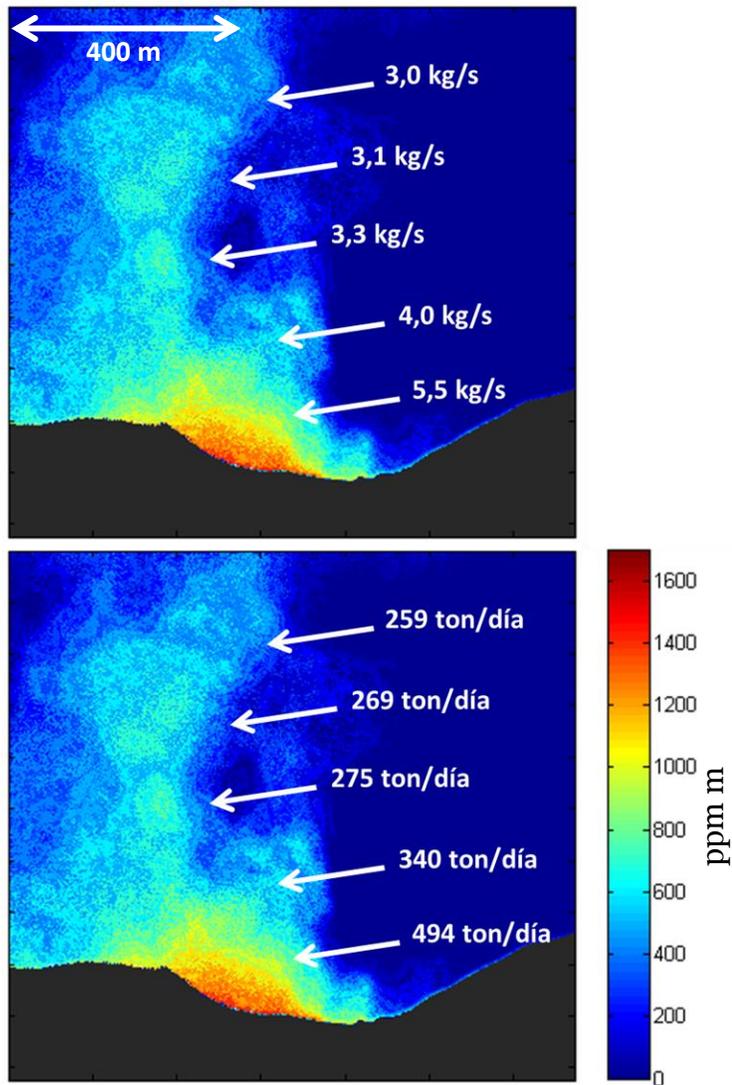


Figura 5.17 Concentraciones en ppm m y flujos medidos para distintas transectas en el volcán Láscar para una imagen desde Flanco Norte Diciembre. Los flujos se presentan en kg/s y en ton/día, y se midieron con la velocidad obtenida desde la secuencia de imágenes (3,9 m/s).

También se estimaron flujos para una misma transecta (para línea de pixel vertical 850), para dos sets de seis imágenes desde Flanco Norte Diciembre. Estos flujos se indican en la figura 5.18. En el primer set no existen variaciones notorias en el flujo a través de las imágenes, en cambio en el segundo set, debido a la aparición de un nuevo pulso, el flujo va en aumento.

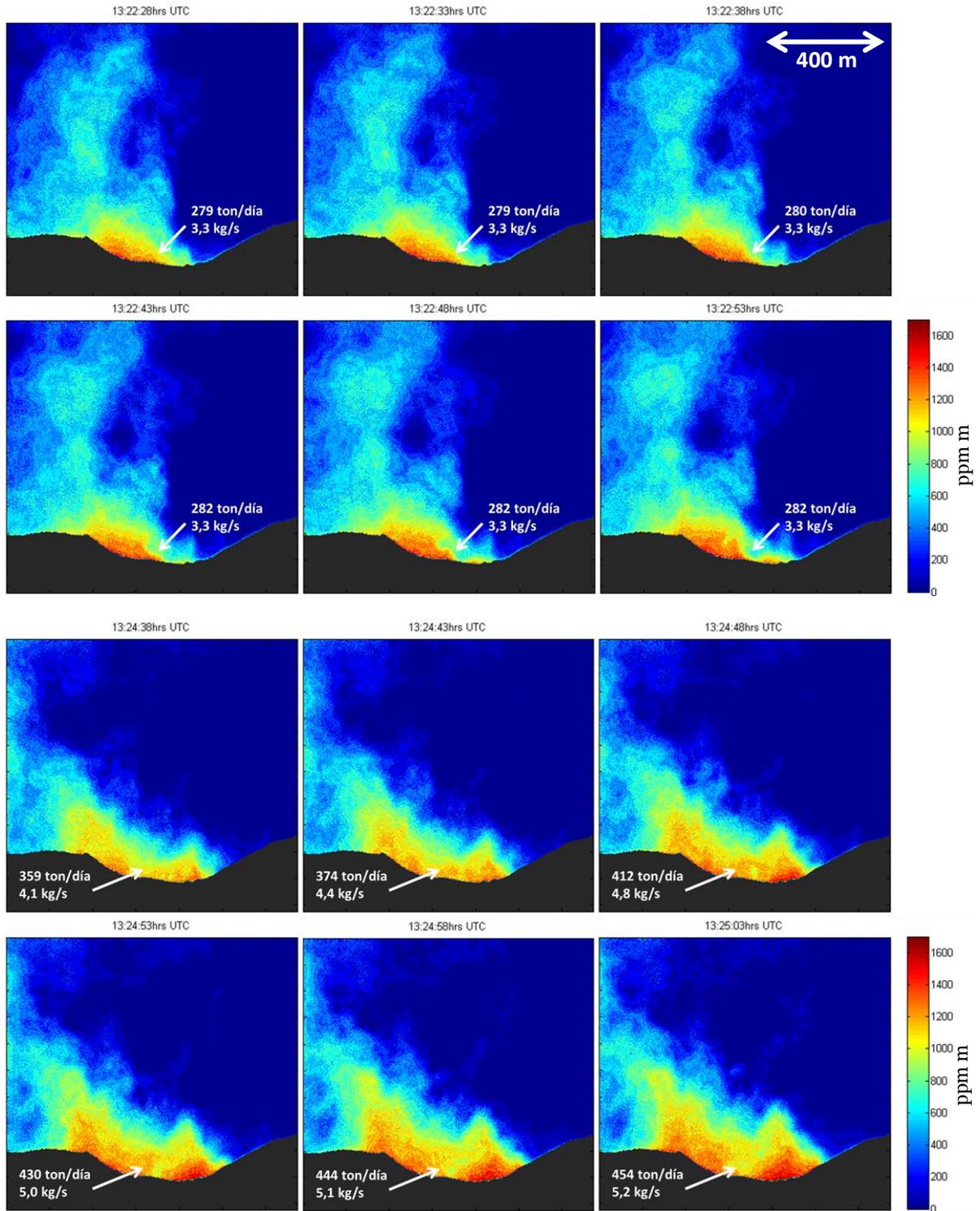


Figura 5.18 Concentraciones en ppm m y flujos medidos para una misma transecta en el volcán Láscar para varias imágenes (dos grupos de la secuencia) desde Flanco Norte Diciembre. Los flujos se presentan en kg/s y en ton/día, y se midieron con la velocidad obtenida desde la secuencia de imágenes (3,9 m/s).

6. Discusión

En este capítulo se discuten diversos aspectos de los resultados intermedios necesarios para obtener flujos de SO_2 , argumentando que factores influyen en la validez del procedimiento utilizado y calculando el error asociado a ciertos pasos en la metodología. Finalmente se discute sobre qué aspectos observados son importantes considerar para la utilización de esta metodología en monitoreo volcánico e implicancias en investigaciones geológicas y meteorológicas.

6.1. Mediciones en Terreno

La cámara UV ha demostrado ser un instrumento de fácil transporte e instalación en zonas de condiciones difíciles. En particular, la puesta en marcha de ésta toma un tiempo aproximado de 15 minutos, y su utilización se extiende según los requerimientos del usuario y de condiciones adecuadas de intensidad de radiación.

Las condiciones óptimas de medición tienen que ver primeramente con la disponibilidad de radiación UV en los rangos de interés. En este sentido, el rango comprendido entre las 11 y 16 horas (tiempo local) presenta la mayor intensidad de radiación solar, aunque esto depende de una serie de factores ambientales.

De acuerdo a la metodología planteada, es necesario dirigir la cámara en dirección perpendicular al penacho volcánico, por lo tanto la dirección del viento local debe ser favorable con respecto a la ubicación de la cámara. Dado que esta configuración no es siempre posible, puede resultar complejo estimar flujos de SO_2 , aunque sí estimaciones de concentración. Por esta razón, no fue posible obtener flujos para los volcanes Ollagüe e Irruputuncu, sino que, solo para un set de imágenes del volcán Láscar.

La distancia entre el sitio de medición y el penacho volcánico varió, en este estudio, entre 7 y 17 km del volcán de acuerdo a las propuestas de *Bluth et al.*, (2007). Aunque en primera instancia no se identificó la influencia de la diferencia en distancia, se requieren mediciones adicionales para cuantificar con claridad la influencia de esta distancia en los resultados de concentraciones.

La ausencia de nubosidad es de vital relevancia para el adecuado procesamiento de las imágenes. En este sentido, volcanes ubicados en el norte de Chile presentan condiciones adecuadas durante gran parte del año, a diferencia de volcanes localizados en el centro y sur del país. No obstante, la presencia de nubosidad detrás del penacho, no influye mayormente en la medición de la concentración del SO_2 , reconociéndose como valores negativos (e.g., volcán Ollagüe, figura 6.1).

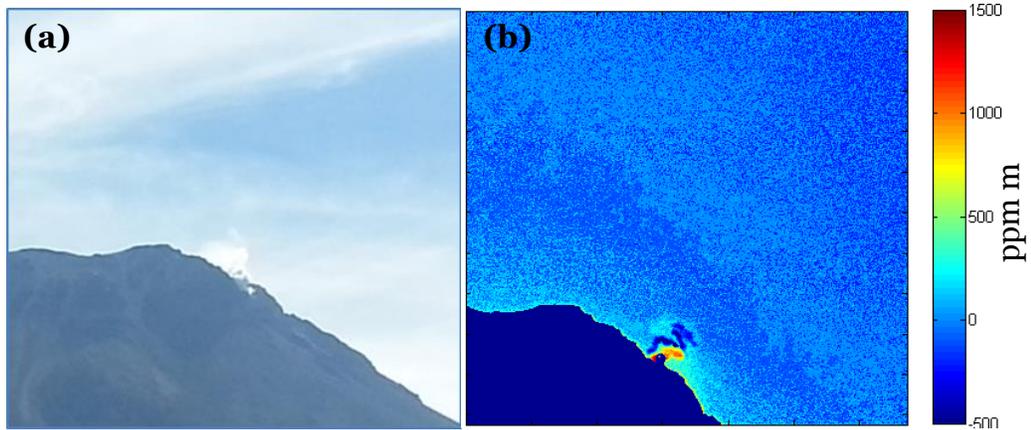


Figura 6.1 (a) Foto del volcán Ollagüe obtenida con una cámara fotográfica desde el punto Ollagüe Diciembre donde es posible notar la nubosidad durante las mediciones, (b) concentraciones en ppm m para el punto Ollagüe Diciembre, donde el cielo no se ha corregido y se reconocen valores negativos posiblemente debido a la nubosidad.

En dos ocasiones durante las campañas de terreno realizadas, la cámara se desplazó levemente entre los cambios de filtro (figura 6.2). Como consecuencia, la máscara que delinea el volcán resultó desacoplada cubriendo parte importante del penacho volcánico, lo que impidió la correcta estimación de concentraciones y flujos mediante la metodología explicada en el capítulo 4.4.

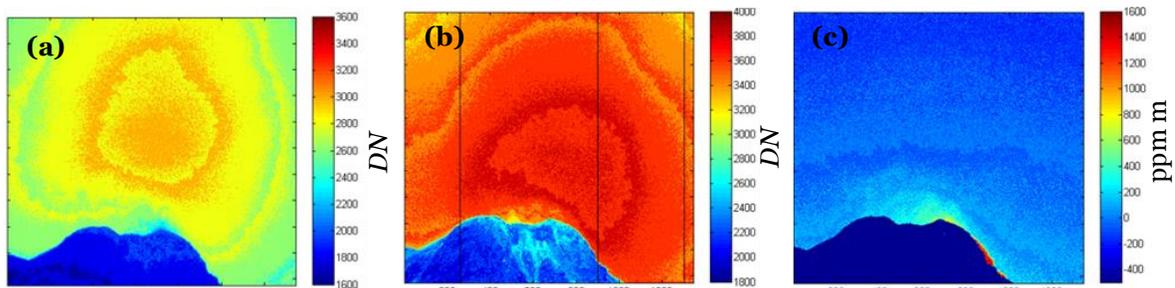


Figura 6.2 (a) Intensidad de la radiación en imagen *plume* del volcán Ollagüe en unidad de DN, (b) intensidad de la radiación en imagen *broadband* del volcán Ollagüe en unidad de DN y (c) concentraciones en ppm m para el mismo volcán, donde se observa que la máscara del volcán cubre parte del penacho.

Durante la toma de imágenes, se requiere manejar una serie de variables que afectan la habilidad de la cámara para estimar correctamente la concentración de SO_2 . El efecto de parámetros controlados por el usuario, tales como tiempos de exposición, el diámetro de la apertura del lente, la frecuencia de la calibración de las celdas y el uso de *on-band* (filtro 1) y *off-band* (filtro 3), o solo *on-band* aún no se han abordado y resulta necesario clarificar las consecuencias de la metodología y cuantificar su precisión (Dalton et al., 2009). En particular, los tiempos de exposición están directamente relacionados con la intensidad de la luz (DN) registrados por la cámara UV. A modo de ejemplo, en las

curvas de calibración de la segunda campaña de terreno (figura 6.3), se aprecia una importante variabilidad de valores de absorción aparente en *DN* para las distintas celdas, esto debido a las distintas condiciones meteorológicas y a las distintas horas en las que se hicieron las mediciones. De esto se desprende la importancia de calibrar para cada set de mediciones por separado.

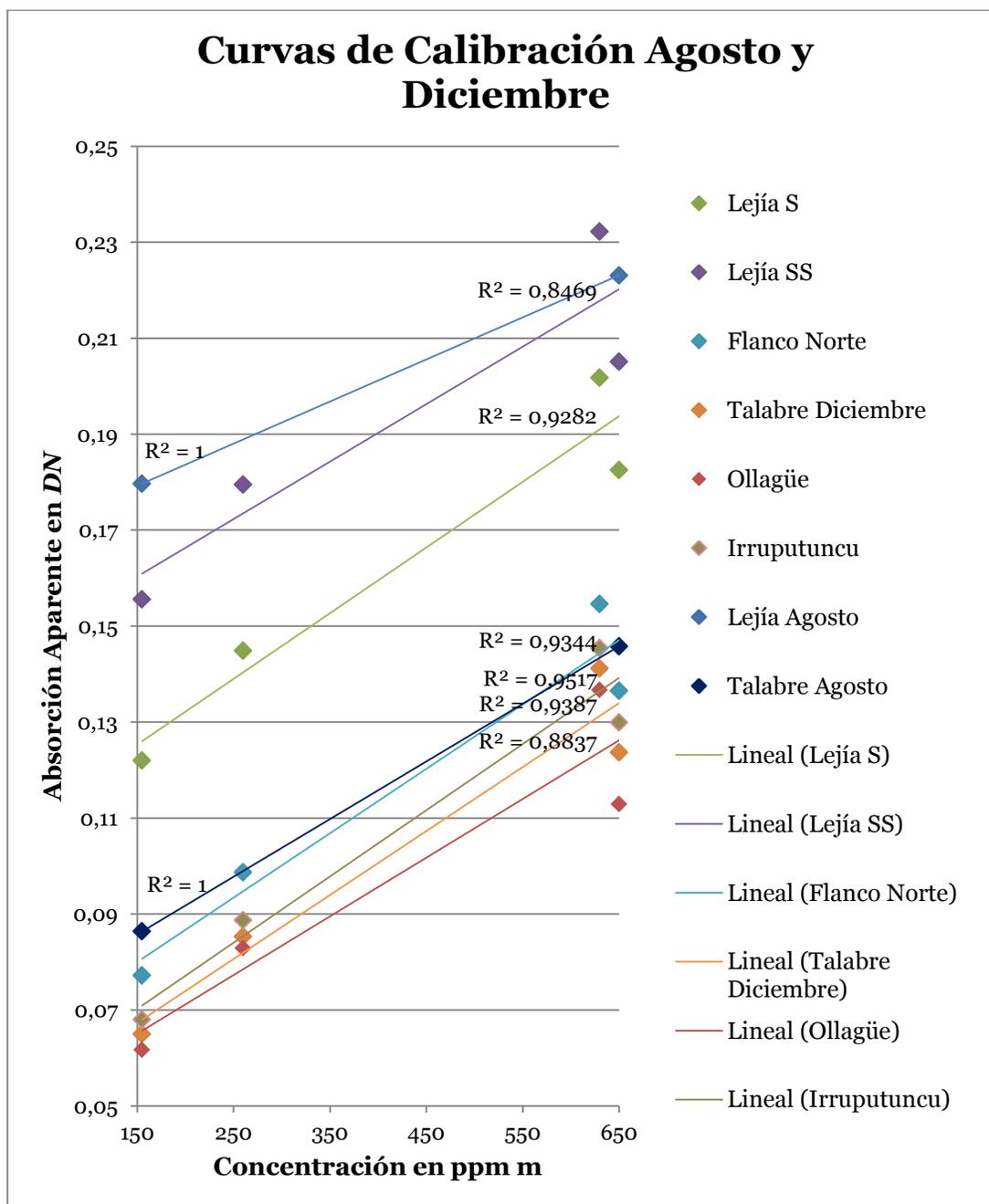


Figura 6.3 Curvas de calibración de absorción aparente en *DN* versus concentración de las celdas en ppm m para las mediciones de la segunda campaña de terreno, donde se reconoce la variabilidad de valores de absorción aparente para las mismas concentraciones.

6.2. Estimación de Concentraciones

La estimación de la concentración se realiza mediante la identificación de zonas de concentración conocida en la imagen, para lo cual se utilizan las denominadas celdas de calibración. Durante la primera campaña de terreno se utilizaron las celdas de calibración A19 y A23, mientras que para la segunda campaña se incluyeron además las celdas A32 y A42, cuyas concentraciones respectivas a cada celda son las siguientes: 650ppm m (A19), 155ppm m (A23), 260ppm m (A32) y 630ppm m (A42). La utilización de solo dos celdas parece confiable, como en el trabajo de *Bluth et al.*, 2007, aunque, la utilización de cuatro o más celdas (*Mori y Burton*, 2006; *Mori y Burton*, 2009; *Kantzas et al.*, 2010) con concentraciones bien espaciadas deberían ser útiles para obtener un ajuste lineal más confiable (*Kantzas et al.*, 2010).

De la figura 6.3, se desprende que existe una relación lineal entre absorción y concentración en ese rango y por lo tanto es aplicable la ley de Lambert-Beer. Sin embargo, las concentraciones máximas para todas las mediciones en este estudio superan los 650 ppm m llegando hasta aproximadamente los 1700ppm m, por lo que sería más efectivo tener celdas de calibración que abarquen este rango.

Dalton et al. (2009) muestran que la relación entre absorción y concentración, determinada a partir de 14 celdas de concentración, es lineal hasta aproximadamente los 1500ppm m desde donde comienza a asemejarse más a una relación logarítmica (figura 6.4). De esta forma, en consideración de las concentraciones obtenidas en este trabajo, donde la mayoría de las concentraciones son menores a 1500ppm m, se verifica que la relación sería lineal para todo el rango y por lo tanto concordante con la ley de Lambert-Beer. Solo las imágenes obtenidas desde Lejía en Agosto 2013 y Flanco Norte en Diciembre 2013 para el volcán Láscar muestran concentraciones mayores a 1500ppm m, pero menores a 1800ppm m, cercanas aún al rango de aplicación válido de la ley de Lambert-Beer.

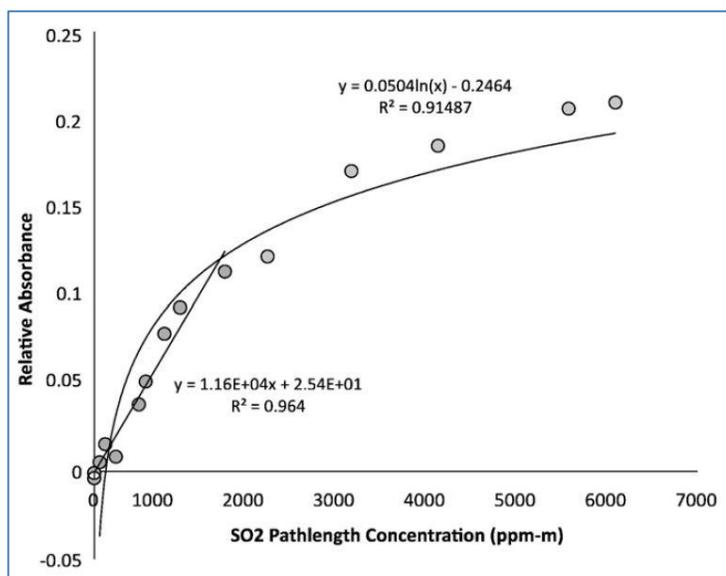


Figura 6.4 Absorción relativa (filtro 307 nm/filtro 326 nm) versus concentración de SO₂. Se reconoce la relación lineal hasta los 1500ppm m y relación logarítmica para valores mayores. Tomado de Dalton et al. 2009.

Cabe mencionar que para todas las curvas de calibración mostradas en la figura 6.3, se observa que la celda A42 tiene una absorción aparente mayor que la celda A19, aunque la concentración es en teoría menor. Esto podría deberse a un error de rotulación, lo que sugiere un análisis de la concentración en laboratorio.

Durante el procesamiento de las imágenes, se observó que en las imágenes finales no es visible el fenómeno de *vignetting*, por lo que no hubo necesidad de eliminarlo. Mori y Burton, (2006) también explican que si se tiene una imagen con cielo despejado al costado del penacho y se utiliza como *background (sky)*, no es necesario considerar el *vignetting* ya que este efecto se cancela durante la operación *plume/background (sky)*. Sin embargo, durante el procesamiento, específicamente cuando se busca que los valores de la imagen *sky* sean equivalentes y comparables con los de la zona del cielo en la imagen del penacho, así como durante la calibración, el fenómeno de *vignetting* si se hace visible y podría influir en la correcta estimación de estas variables. Resulta, por lo tanto, necesario trabajar con matrices menores a las existentes y centradas, para poder disminuir la influencia de este fenómeno.

Durante el procesamiento, fue necesario ponderar los valores de la imagen *sky* para que fueran consistentes con la zona del cielo de la imagen *plume*. Dado que la dispersión de la radiación UV en la atmósfera es anisotrópica por efecto de su interacción con aerosoles (Boucher et al., 2013), se explica la diferencia de los valores de intensidad de la radiación entre las dos imágenes, ya que son obtenidas con una diferencia de tiempo y en zonas distintas del cielo. Para futuros trabajos se puede seguir realizando esta

metodología o mejorarla utilizando solo la zona del cielo de la imagen *plume*, para evitar inconvenientes debido a esta anisotropía.

El cálculo de la concentración del SO₂ utilizando, adicionalmente al filtro 310 nm, el de 330nm, arroja concentraciones que no difieren de aquellas donde no se utiliza este filtro, aunque son levemente menores. Esto tendría sentido considerando que al utilizar este filtro se busca eliminar la interferencia en concentración de moléculas distintas a SO₂. No obstante, estas imágenes no se consideran mejores que aquellas sin el filtro 330nm por dos motivos: a diferencia de aquellas imágenes sin la utilización del filtro a 330nm, en éstas el fenómeno de *vignetting* no desaparece con el procesamiento. Además, dado que durante la adquisición de datos, se requieren varios minutos con el filtro 310nm y solo posteriormente se comienza la adquisición de imágenes con el filtro 330nm, es probable que tanto la dirección como velocidad del penacho, así como la concentración del SO₂ en éste varíen, no siendo comparables ambas imágenes.

Para el volcán Láscar, sitio de la mayor cantidad de mediciones, las concentraciones máximas varían desde aproximadamente 500 ppm m hasta 1700 ppm m. Aunque es probable que estas variaciones estén determinadas por la dinámica de desgasificación volcánica, resulta interesante determinar la magnitud de la influencia dada por las condiciones meteorológicas o de la metodología durante la medición.

Con respecto a detalles de estética en las imágenes, como se ve en la figura 6.5, no siempre la máscara del volcán queda lisa como se esperaría debido a brillos en la superficie. En estos casos es recomendable procesar la imagen con un editor apropiado, posterior a la programación en MATLAB R2011a. En el capítulo 5.2 se mostraron las imágenes siguiendo este método.

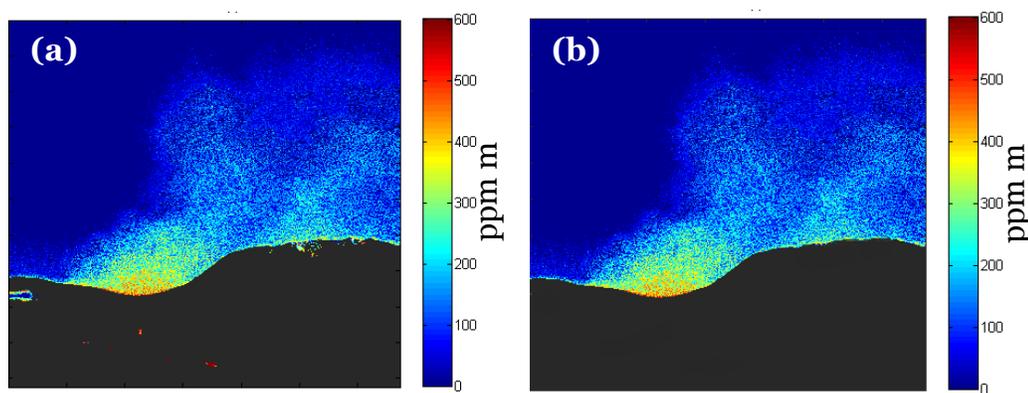


Figura 6.5 Concentraciones en ppm m para el volcán Láscar desde el punto Lejía S Diciembre. En (a) se presenta la máscara del volcán después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los defectos de la máscara debido a brillos en el relieve del volcán.

Además en las imágenes obtenidas con la metodología explicada en el capítulo 4.4, en algunas zonas del cielo existen valores negativos (figuras 9.1-9.8 en Anexos) esto puede

deberse a efectos de la anisotropía de la radiación UV, sumado al efecto del *vignetting* y de nubes presentes durante las mediciones. Con el objeto que resultara menos confuso para el observador, se creó una máscara también en el cielo en las imágenes mostradas en el capítulo 5.2, asignando a los píxeles del cielo que son negativos un valor equivalente a cero, como se observa en la figura 6.6, para el volcán Irruputuncu diciembre 2013.

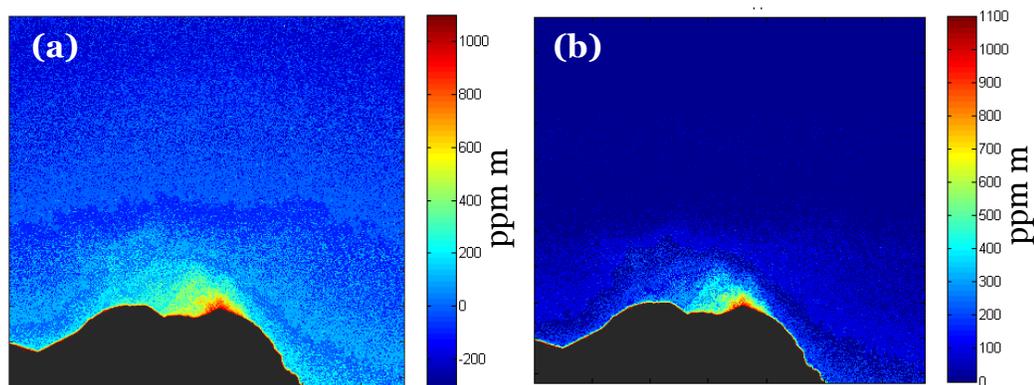


Figura 6.6 Concentraciones en ppm m del volcán Irruputuncu. En (a) se muestra la imagen después del procesamiento descrito en MATLAB R2011a, en (b) el cielo está corregido con valores iguales a ceros.

Finalmente, según lo observado de las imágenes con concentraciones de SO_2 en ppm m para cada volcán, es posible reconocer que estas concentraciones máximas alcanzan 1700 ppm m para el volcán Láscar, 1500 ppm m en el volcán Ollagüe y aproximadamente 1000 ppm m en el volcán Irruputuncu (tabla 9.1 en Anexos). Estos valores se encuentran dentro de los rangos observados en otros volcanes con desgasificación permanente (*Bluth et al.*, 2007; *Mori y Burton*, 2006; *Dalton et al.*, 2010).

6.3. Determinación de la Velocidad del Viento

Como se explicó en el capítulo 5.3, comúnmente la velocidad con la cual se desplaza el penacho volcánico se calcula directamente midiendo la distancia recorrida de características reconocibles de éste en una serie de imágenes consecutivas, espaciadas temporalmente. En la mayoría de las adquisiciones de imágenes en este estudio, y dada la dificultad y/o escasez de accesos, no fue posible realizar mediciones perpendicular a la dirección del penacho, por lo que no siempre es posible utilizar esta forma de estimación de la velocidad del viento. Sin embargo, se realizó este procedimiento para las mediciones desde Flanco Norte del volcán Láscar y el valor obtenido mostró bastante similitud, para la hora más cercana, al valor del modelo *GFS* de *NOAA*. Otro punto a considerar es que si se compara con el valor de la velocidad del viento que se mide en

ALMA, para el mismo día (11-12-2013) a las 13:00 UTC (ver figura 6.7), se observa que los valores son muy similares, por lo que específicamente para el volcán Láscar, puede ser útil utilizar la velocidad entregada por *ALMA*, además de la determinada a partir de las imágenes. Lo mismo ocurre para la determinación de la dirección del viento, ya que de lo registrado en terreno, el viento tenía una dirección SW, en torno a los 180 y 270°, y como se muestra en la tabla 9.3 en Anexos en *ALMA* la dirección registrada fue de 238° para el mismo día y hora.

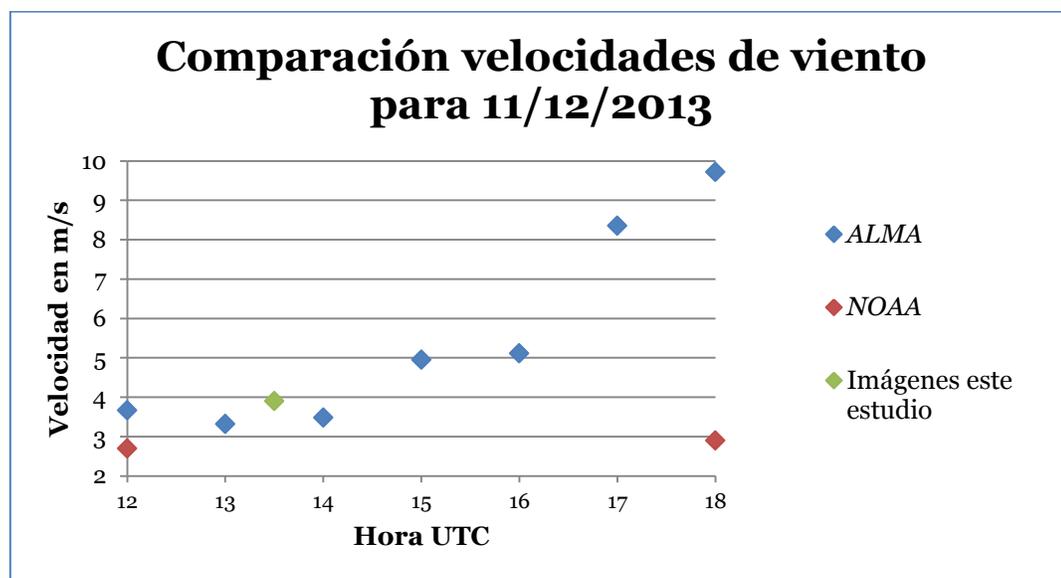


Figura 6.7 Comparación velocidades de viento desde *ALMA*, *NOAA* y del procesamiento con las imágenes de este estudio, para el 11/12/2013 hora local UTC-3.

Con respecto al modelo, se debe considerar que los datos obtenidos del modelo *GFS* del *NOAA*, corresponden a un modelo numérico global, el cual no considera factores asociados al relieve particular de la zona, donde el comportamiento del viento cambia a medida que se acerca al nivel de superficie. Esto conlleva a que existan diferencias con los valores medidos por las estaciones meteorológicas (ver tabla 9.2 y figuras 9.9 y 9.10 en Anexos), que a simple vista no parecen ser grandes diferencias, ya que están en el orden de 2 m/s, pero considerando que las velocidades en general no sobrepasan los 10 m/s, el error es alto. Además en algunos casos puntuales las variaciones alcanzan hasta los 5 a 9 m/s. Por lo que idealmente para el monitoreo volcánico sería contar con una estación meteorológica cercana al volcán y para otro tipo de investigaciones incluir un radiosondeo durante la adquisición de los datos en el lugar de medición, además de una simulación numérica de meso-escala de alta resolución, para obtener una velocidad del viento más precisa. Esto, dado que, como se ha reportado en trabajos anteriores el cálculo de la velocidad del viento puede contribuir a cerca de un 40% del error total (*Casadevall et al., 1981; Stoiber et al., 1983*) en la estimación del flujo de SO_2 .

6.4. Determinación del Flujo

Para la determinación del flujo es necesario el cálculo de la velocidad de alguna característica reconocible en el penacho y, por lo tanto, necesario dimensionar espacialmente la imagen (escalamiento). Para este estudio, dicho escalamiento se realizó a partir de Google Earth, realizando varias mediciones del área que cubre la imagen para disminuir el error. Sin embargo, no necesariamente se determina el corte transversal que muestra la imagen, lo cual conlleva a un error, no cuantificado en este estudio. Métodos alternativos para la obtención del ancho de la imagen es conociendo las especificaciones técnicas del lente y del sensor de la cámara, sumado a la distancia (conocida) al penacho.

De los flujos obtenidos para el volcán Láscar desde Flanco Norte, se destaca en primer lugar que es posible observar con la cámara UV la heterogeneidad del penacho, así como su desplazamiento como consecuencia del empuje desde el cráter (probablemente dado por el contraste de temperatura y densidad entre la emisión volcánica y la atmósfera circundante) y al viento. Variaciones en la estimación del desplazamiento del penacho (usualmente considerado equivalente a la velocidad del viento), tiene implicancias directas en la estimación del flujo. Así, en el caso particular de las mediciones desde el Flanco Norte del volcán Láscar, al considerar

Desde velocidades con diferencias de solo 1,2 m/s, se obtienen diferencias de flujos del orden de 80-150 ton/día. Esto confirma la importancia de determinar de forma correcta y precisa la velocidad del viento.

Otra fuente de error en la estimación del flujo, es la “no perpendicularidad” del penacho con respecto a la cámara. En efecto, en el capítulo 5.4, se expuso que el flujo de SO₂ puede calcularse integrando la abundancia sobre transectas y multiplicando la masa integrada por la velocidad del penacho (*Bluth et al., 2007, Mori y Burton, 2006*). Sin embargo, cuando la dirección del penacho no es perpendicular a la dirección de la medición, el perfil de concentración del SO₂ y de la velocidad del penacho son valores aparentes y no reales (*Mori y Burton, 2006*). Para corregir este problema, *Nadeau (2012)* presenta la siguiente fórmula:

$$\text{Flujo de } SO_2 = [SO_2]_{pl} * \cos \theta * d * v_{pl} * Cf \quad (10)$$

Donde, [SO₂]_{pl} es la concentración en ppm m, cos θ es el coseno del ángulo de desviación de la sección del penacho con respecto a la dirección de éste, *d* es el ancho de la sección en metros, *v_{pl}* es la velocidad en m/s y *Cf* es el factor de transformación a ton/día. Por lo tanto, la estimación del flujo se hace de forma similar al utilizado en este

estudio, pero corregido por el ángulo de desviación desde la perpendicularidad. Resulta de alta relevancia que trabajos futuros se determine este ángulo, para así mejorar la estimación del flujo, ya que para esta memoria solo es posible trabajar con la dirección del viento obtenida desde el modelo *GFS* del *NOAA* o desde la estación meteorológica en *ALMA* (tabla 6.1).

Tabla 6.1 Direcciones de viento obtenidas desde *NOAA* y *ALMA*, además de la dirección observada en terreno. Se incluye el azimut de la cámara.

Dirección viento	
<i>NOAA</i>	325°
<i>ALMA</i>	232°
Terreno	SW
Azimut cámara	
N8W	

Considerando las mediciones de campo, la dirección de viento se determinó como SW, sólo se podría utilizar el valor desde *ALMA*. En la figura 6.8 está representada una vista en planta de la dirección de la cámara (línea gruesa azul), la del penacho según *ALMA* (flecha verde) y la dirección perpendicular a la de la cámara. Según esto el ángulo θ sería 30°. Los flujos corregidos con este ángulo se presentan en la figura 6.9, donde se reconoce que los flujos disminuyen pero se mantienen en similar orden de magnitud.

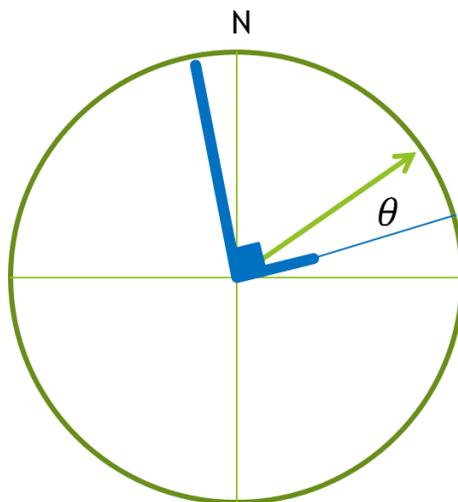


Figura 6.8 Representación de una vista en planta de la dirección de la cámara (línea gruesa azul), la del penacho según ALMA (flecha verde) y la dirección perpendicular a la de la cámara. El ángulo θ es la desviación de la sección del penacho medida con respecto a la dirección de éste y su valor es 30° .

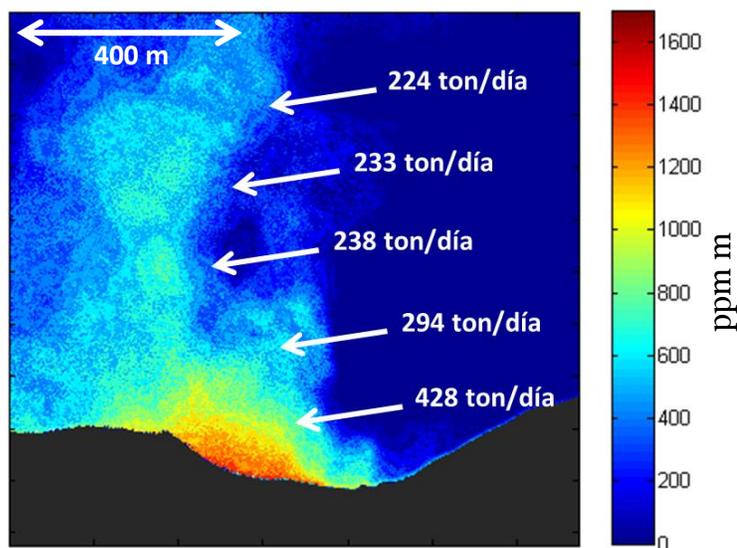


Figura 6.9 Concentraciones en ppm m y flujos en ton/día medidos para distintas transectas en el volcán Láscar para una imagen desde Flanco Norte Diciembre, utilizando velocidad del viento 3,9 m/s (obtenida desde las mismas imágenes) y luego de realizar la corrección que se propone en Nadeau (2012).

Con respecto a los valores de flujo obtenidos en el volcán Láscar, parecen ser bajos dadas las altas concentraciones en ppm m, si se compara con los obtenidos por Bluth *et al.* (2007). Por ejemplo, el volcán Villarrica (figura 6.10), donde para espesor del penacho similar, velocidad de viento de 4,5 m/s, pero concentraciones en ppm m considerablemente menores, los flujos son bastante mayores que los obtenidos para este estudio.

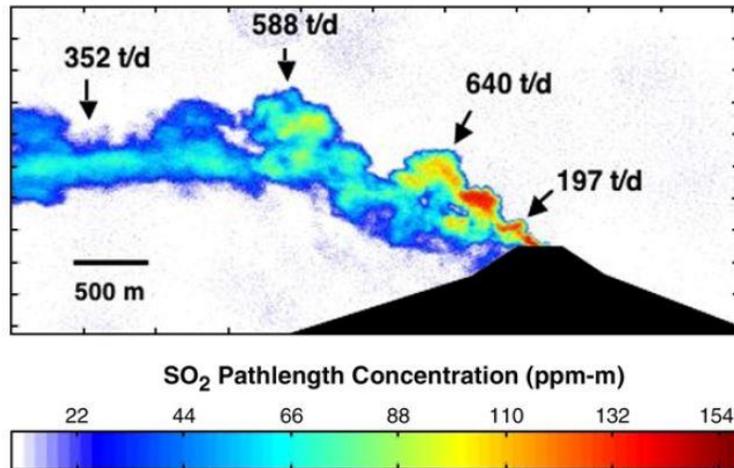


Figura 6.10 Concentraciones en ppm m y estimaciones de flujo en ton/día para el volcán Villarrica. Imagen obtenida a 16,5 km del volcán, donde la velocidad del viento estimada fue de 4,5 m/s. Se observa que las concentraciones máximas de SO₂ no superan los 154 ppm m, mientras que el flujo más alto es 650 ton/día. Tomado de *Bluth et al.*, 2007.

Esto podría deberse a diferencia por el factor de transformación a ton/día, a que la diferencia en velocidad del viento tenga gran relevancia, errores en la metodología utilizada o que se hubieran sobreestimado los valores de los flujos en *Bluth et al.*, (2007). En cambio, al compararlos con los flujos obtenidos en *Mori y Burton* (2006), para un espesor de penacho similar, velocidad de viento mayor (5,4 m/s) y concentraciones en ppm m similares (figura 6.11), los flujos resultan del mismo orden de magnitud: de 104 ton/día a 501 ton/día.

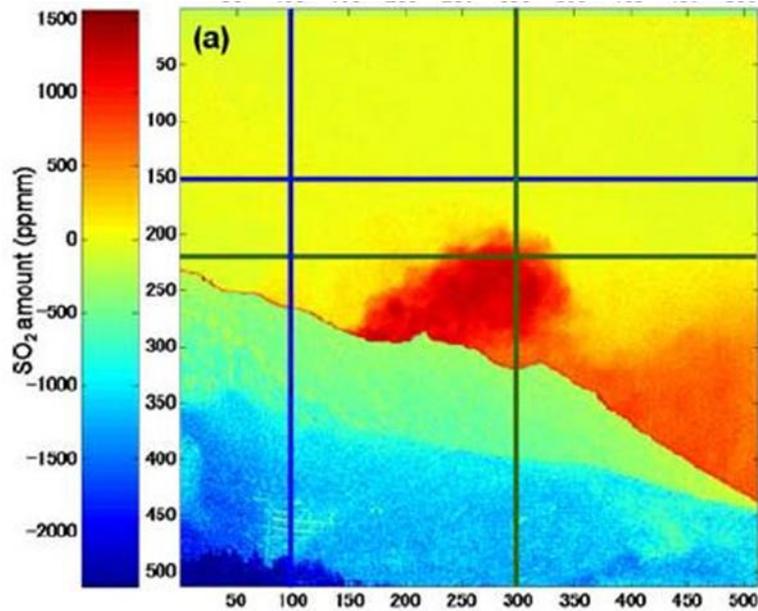


Figura 6.11 Concentraciones en ppm m para el volcán Sakurajima. Imagen obtenida a 2,8 km del cráter activo del volcán, donde la velocidad del viento estimada fue de 5,4 m/s. Se observa que las concentraciones de SO₂ alcanzan los 1500 ppm m, espesor del penacho similar. Los flujos obtenidos desde esta imagen fueron de 104 ton/día a 501 ton/día. Tomado de *Mori y Burton (2006)*.

Al comparar los valores de flujo obtenidos en este estudio, con los observados en la bibliografía para el volcán Láscar, se observa que los valores de este estudio son comparativamente menores a los obtenidos por *Mather et al. (2004)* y por *Andres et al. (1991)*. Para el caso de *Mather et al. (2004)*, puede explicarse debido a una explosión menor ocurrida la noche anterior a sus mediciones. Además, los valores de flujo obtenidos en este estudio parecen razonables si se comparan con el promedio de los valores que obtuvieron *Henney et al. (2012)* el año 2004 para el volcán Láscar mediante MUSE (DOAS), junto con los valores adquiridos de una imagen satelital ASTER para el mismo día. Los valores se muestran en la figura 6.12.

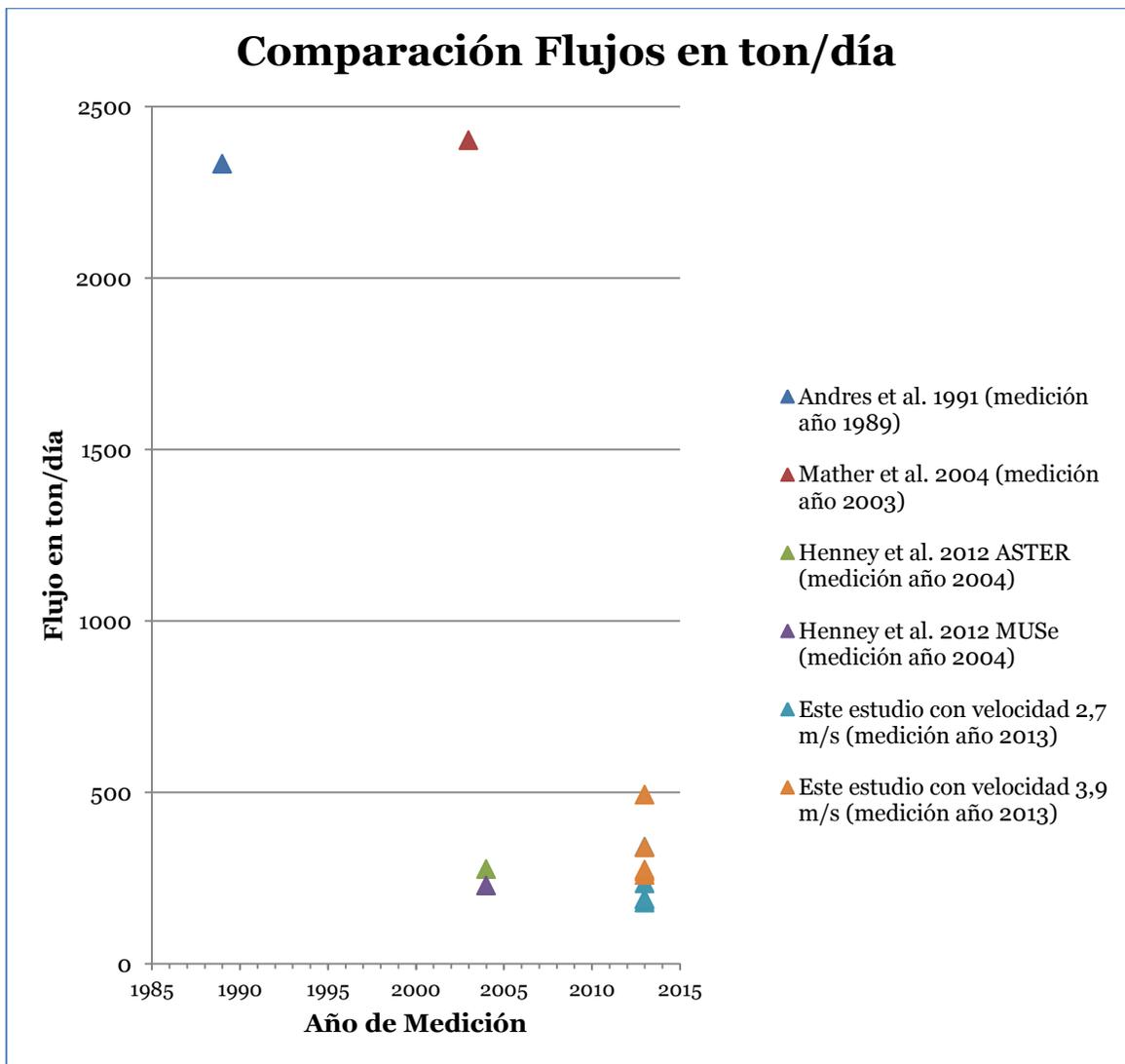


Figura 6.12 Comparación de flujos obtenidos en este estudio, con flujos obtenidos de bibliografía para años anteriores (en ton/día).

Finalmente, en el caso de las mediciones para el volcán Láscar se cuenta con datos de flujo para el mismo día, obtenidos desde un DOAS de registro permanente, perteneciente al OVDAS (Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur), entregados por Claudia Bucarey (en comunicación personal), para los cuales se consideró la velocidad de 3,9 m/s. Estos se encuentran en la tabla 6.2 y muestran valores de flujo cercanos a los obtenidos con la cámara, pero levemente menores. Las diferencias pueden deberse a la ubicación distinta a la que se encuentra el DOAS (flanco sur del volcán), versus la de la cámara (flanco norte) y a la variación que existe debido a la forma en la que el DOAS hace el barrido para las mediciones (recorre un rango de 120° alrededor del cráter), versus la sección que mide la cámara UV.

Tabla 6.2 Datos de flujo para el día 11/12/2013 en el volcán Láscar, obtenidos desde DOAS OVDAS, considerando velocidad 3,9 m/s.

Hora UTC Inicio	Hora UTC Término	Flujo (kg/s)	Flujo (ton/día)
12:52:25	13:02:12	0.99	85.83
13:35:42	13:46:33	0.35	29.86
14:22:46	14:33:49	1.31	113.37

6.5. Cuantificación del Error

Existen varios errores asociados a la captura y procesamiento de las imágenes. *Holland et al.* (2011) describen algunos, entre los cuales, aplicados a esta memoria, se encuentran:

(1) Imagen *sky*: la ponderación que se realiza para lograr que los valores en la zona del cielo de la imagen *plume* y la imagen *sky* sean equivalentes están influenciadas por el *vignetting* presente. El tamaño de la matriz menor dentro de la imagen *sky* que se utiliza para este procedimiento tiene un error estimado de $\pm 1,8\%$. Error obtenido luego de medir, para distintos tamaños de matrices menores de la imagen *sky* (tabla 6.3), el factor de ponderación y su desviación estándar.

Tabla 6.3 Distintos tamaños de matrices dentro de la imagen *sky*, para obtener factor de ponderación entre las imágenes *sky* y *plume*, para que la zona del cielo de la imagen *plume* sea equivalente a la imagen *sky*. Se incluyen también desviación estándar y error asociado de los valores de los pixeles en la imagen *sky* resultante.

Dimensión matriz (pixeles)	50 x 50	200 x 200	400 x 400	800 x 800	1024 x 1344	Desviación estándar	Error (%)
Factor ponderación	1,0065	1,0073	1,0157	1,0300	1,0510	0,0167	1,8
Imagen <i>sky</i> resultante (promedio de DN)	3489	3491	3520	3571	3641	57,5	1,8

(1) Celdas de calibración: las curvas de calibración en este estudio derivan sólo de cuatro celdas de calibración y debido al *vignetting* en las imágenes, al utilizar distintos tamaños de matrices, se obtienen múltiples curvas de calibración (figura 6.13). Error estimado por celdas de calibración es de $\pm 0,9\%$. Error obtenido luego de medir, para distintos tamaños de matrices menores de las imágenes de las celdas de calibración, la absorción aparente en *DN* y su desviación estándar.

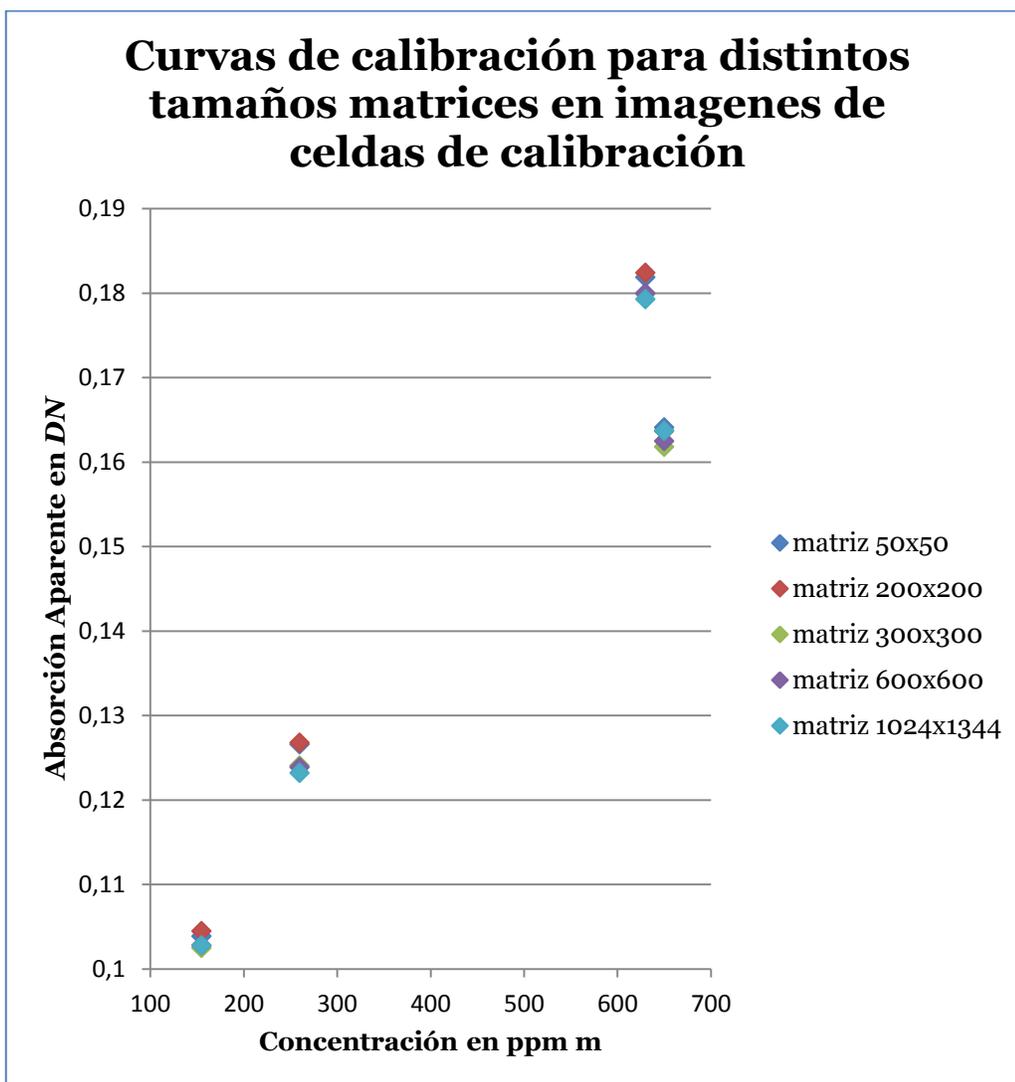


Figura 6.13 Curvas de calibración para una imagen del volcán Láscar desde Flanco Norte Diciembre, utilizando distintas matrices dentro de las imágenes de celdas de calibración. Para cada celda la desviación estándar según las distintas matrices de 0,0012 *DN*.

(2) Dimensiones imagen: el flujo de SO_2 se calcula en una transecta integrando a lo largo del penacho en función de la distancia. Las dimensiones del pixel se realizan desde la medición del ancho de la imagen en Google Earth. Para determinar el error asociado a

este cálculo manual, se pidió a ocho personas que realizaran el mismo procedimiento (tabla 6.4). Error estimado por este cálculo es de $\pm 10,1\%$.

(3) Estimación velocidad: Durante la determinación de la velocidad desde las imágenes por el seguimiento manual de características en ellas no es posible obtener velocidades desde todas las imágenes debido a la falta de características reconocibles en todas, además la precisión, al igual que en la estimación del ancho de la imagen, dependen de la persona que realiza el procedimiento. Para determinar el error asociado, se pidió a ocho personas que realizaran el mismo procedimiento (tabla 6.4). Error estimado por la estimación del punto es de $\pm 21,4\%$. Además, se asume que la velocidad es constante entre las sucesivas imágenes, sin embargo, la velocidad varía temporal y espacialmente. En este trabajo se obtuvieron velocidades desde dos secuencias de imágenes y para dos puntos distintos del penacho que luego se promediaron, pero dado que el penacho tiene un espesor que puede superar los 600 metros en el volcán Láscar, las velocidades dentro de él pueden ser distintas. En las figuras 6.14 y 6.15 se muestran gráficos de velocidades de viento para dos niveles de presión distintos (450 hPa: 6340 msnm aproximadamente, 500 hPa: 5570msnm aproximadamente) obtenidos desde el modelo de NOAA para las coordenadas más próximas al volcán y a las horas más cercanas. Según estos gráficos, las velocidades en general entre un nivel de presión y otro difieren en promedio no más allá de 1 m/s, pero en algunos casos llega a 5 m/s, esto sin reparar en que la velocidad varía exponencialmente llegando a la superficie (en este caso el relieve del volcán), ni que la velocidad dentro del penacho es una combinación de la velocidad del viento con la fuerza de empuje desde el interior del cráter. Error estimado debido a la variación de velocidad dentro del penacho es de $\pm 13,9\%$.

Tabla 6.4 Ancho de la imagen, donde se muestran las concentraciones en ppm m, y distancia recorrida de un carácter reconocible para dos secuencias de estas imágenes. Datos obtenidos desde el cálculo de nueve personas. Se muestran también la desviación estándar (D.E.) y el error asociado a este cálculo. El valor de distancia recorrida en negrita no se consideró debido a ser atípico en comparación a los demás (outlier).

										D.E.	Error (%)
Ancho Imagen (m)	860	1050	1025	862	1120	1050	952	930	860	97,5	10,1
Distancia recorrida (pixeles)	27,9	25,9	21,8	34,8	17,2	33,6	32,7	25,6	39,3	7,0	24,2
	20,7	21,7	28,5	30,3	69,9	32,0	20,0	22,4	27,5	4,7	18,6

Velocidades de viento para dos niveles de presión a 12:00UTC. Diciembre 2013.

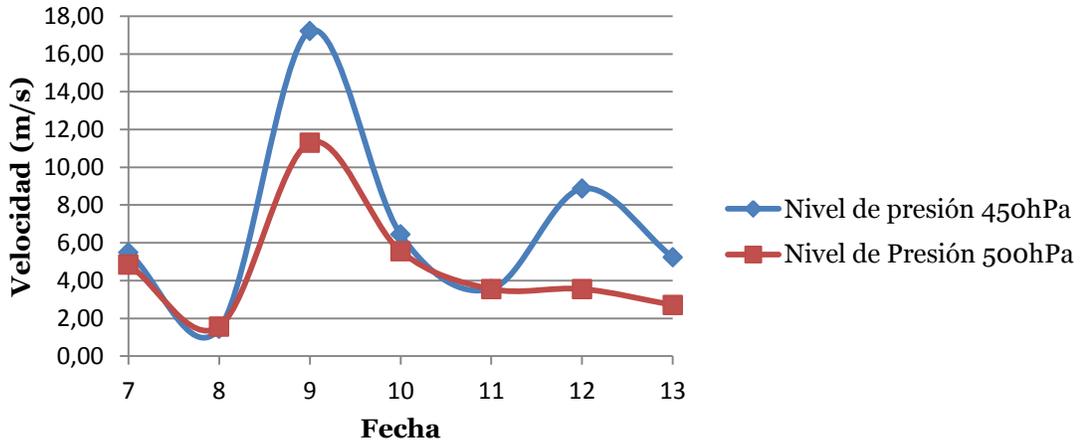


Figura 6.14 Velocidades de viento en m/s versus días de una semana en diciembre 2013, para dos niveles de presión (450 hPa y 500 hPa) a las 12:00 UTC (9:00 hora local). Las velocidades difieren en promedio 1 m/s y máximo en 5 m/s.

Velocidades de viento para dos niveles de presión a 18:00UTC. Diciembre 2013.

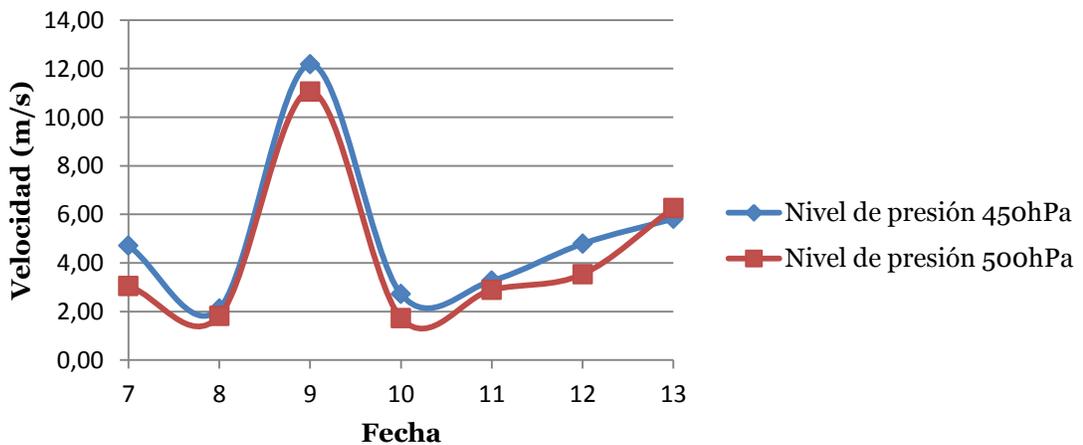


Figura 6.15 Velocidades de viento en m/s versus días de una semana en diciembre 2013, para dos niveles de presión (450 hPa y 500 hPa) a las 18:00 UTC (15:00 hora local). Las velocidades difieren en promedio 1 m/s y máximo en 5 m/s.

6.6. Implicancias Geológicas y Meteorológicas

La integración de los datos de tasas de emisión de SO₂ con otros tipos de datos puede ser beneficiosa para entender los procesos volcanológicos y sus peligros asociados (Nadeau, 2012). Para esto, resulta interesante realizar estudios en volcanes de Chile que investiguen la relación entre sismicidad y desgasificación: (Nadeau et al., 2011, Kazahaya et al., 2011, Leonardi et al., 2000), agregando también la deformación de terreno (Watson et al., 2000). Por ejemplo, Oppenheimer et al., (2003), presentan las mediciones de flujo SO₂, por COSPEC, durante diciembre 1999 a enero 2000 en el volcán Soufrière Hills, Montserrat y proponen que la sismicidad refleja la presurización del conducto, encontrando que el flujo de gas refleja directamente el caudal de magma. Aunque otros volcanes podrían comportarse de forma diferente, estos resultados sugieren que es posible utilizar las mediciones de gas continuos para vigilar el comportamiento en el conducto, tal vez proporcionando advertencias a corto plazo de las erupciones inminentes. Además, incluir estudios que permitan distinguir estilos de desgasificación y su relación con mecanismos de erupción (Holland et al., 2011; Nadeau et al., 2011), y estudios que permitan determinar las razones entre desgasificación asociadas a erupciones y a reposo (Kazahaya et al., 2011). Por ejemplo, Kazahaya et al. (2011) muestra que las emisiones de gas asociadas a erupciones en el volcán Mt. Asama (16%) son mayores que en el Stromboli (3-8%, Mori y Burton, 2009). Es decir, la cantidad de magma relacionado a cada erupción en el Mt. Asama es mayor que en el Stromboli. Las tasas de emisión eruptivas de SO₂ en Mt. Asama son comparables con aquellas del Karymsky (Fischer et al., 2002). Sin embargo, las razones entre desgasificación asociadas a erupciones y a reposo son completamente diferentes. La mayoría del gas es desgasificado en erupciones (90%) y no en periodos de reposo en el volcán Karymsky, es decir, este volcán se caracteriza por una débil desgasificación pasiva en ese periodo eruptivo. En el caso del Mt. Asama, la contribución de gas desde fumarolas fue alrededor de cuatro veces más que desde erupciones (Kazahaya et al., 2011). Estas diferencias son un buen reflejo que las características de desgasificación son usualmente únicas a cada volcán.

Todos estos tipos de investigaciones serían posibles de ejecutar con la cámara UV, si se trabaja con ella en periodos de tiempo mayores, idealmente involucrando periodos de desgasificación pasivas y eruptiva, y en combinación con otras técnicas. Es importante considerar, que la cámara no permite la medición de otros gases volcánicos ya que no absorben la radiación en el rango UV, sin embargo, si se utilizan filtros acordes, es posible medir otras especies que tengan rangos de absorción acotados en este rango, por ejemplo: BrO u O₃.

También, es interesante realizar estudios cuantitativos de flujos de SO₂ con el objetivo de analizar su influencia en la atmósfera. Debido a que la mayor parte del azufre que entra en la atmósfera está en forma de SO₂, donde una de sus principales fuentes es de origen volcánico (Boucher et al., 2013).

El SO_2 tiene un tiempo de vida en la atmósfera de alrededor un día, antes de ser depositado en la superficie u oxidado por la reacción con radicales hidroxilo (OH) para formar ácido sulfúrico (H_2SO_4). El H_2SO_4 es higroscópico (capaz de absorber humedad), y se condensa rápidamente, ya sea formando nuevos aerosoles o añadiéndose a los ya existentes. El SO_2 también se particiona en la fase acuosa (en gotas de las nubes o aerosoles pre-existentes), donde reacciona con el peróxido de hidrógeno disuelto (H_2O_2) u ozono (O_3) para formar SO_4 . El SO_4 es un factor determinante de la acidez en precipitaciones; en altos niveles causa "lluvia ácida", que puede tener efectos devastadores en los ecosistemas (*Young et al.*, 2003). Los aerosoles de sulfatos también afectan el equilibrio de la radiación en la Tierra (y por lo tanto el clima) a través de la dispersión directa de la luz solar y también indirectamente a través de la modificación de albedos de las nubes tendiendo a enfriar el planeta (*Boucher et al.*, 2013). Las variaciones espaciales y temporales en las vidas locales de compuestos de azufre en la atmósfera indican que las concentraciones atmosféricas no se relacionan necesariamente de forma lineal a las emisiones. Trabajos como el de *Chin y Jacob* (1996) y *Graf et al.* (1997) indican que el azufre volcánico forma sulfato con una eficiencia mucho mayor en comparación a otras fuentes, debido a que las emisiones ocurren a alturas mayores, donde el tiempo de vida es mayor. Eventos explosivos grandes, como la erupción del Monte Pinatubo en 1991, añaden más SO_2 directamente a la estratósfera, donde se oxida a H_2SO_4 , y luego se instala poco a poco en la tropósfera durante los años posteriores a la erupción (*Young et al.*, 2003) causando periodos de enfriamiento (*Boucher et al.*, 2013). En cambio, la desgasificación volcánica baja apunta a tamaños de gotas menores, precipitaciones decrecientes, incremento en el número de nubes y cimas de nubes superiores (*Yuan et al.*, 2011).

7. Conclusiones

En el capítulo final de esta memoria se concluye sobre la aplicación de las metodologías en este estudio y los resultados obtenidos, así como también el trabajo a seguir en el futuro.

7.1. Conclusiones sobre el Trabajo

En este trabajo de título se aplicó una metodología para la utilización de la cámara UV Envicam-2. Como tal, presenta ciertas incertidumbres por el hecho de ser la primera vez que se obtiene a partir de esta cámara una base de datos en Chile.

En los trabajos de campo se vio que la cámara es de fácil transporte y que permite una adquisición de imágenes de forma relativamente simple y rápida. Sólo es necesario hacer ciertos ajustes durante su manejo, pero de fácil entendimiento. Estas características permiten la adquisición de datos incluso cuando el volcán de estudio se encuentre en alerta roja.

La metodología utilizada mostró resultados de concentración en ppm m que están dentro de los rangos esperados para los tres volcanes, variando las máximas concentraciones de 400 a 1700 ppm m.

Para el caso del volcán Láscar, las velocidades obtenidas a partir del modelo *GFS* del *NOAA* y desde las imágenes son congruentes. Esto se traduce en una estimación de flujo de SO_2 que resulta confiable, que se encuentra en el orden de 3,0 a 5,5 kg/s (259 a 494 ton/día), lo cual se compara bien con las últimas estimaciones reportadas para este volcán.

Además en este trabajo, se calculó el error asociado a algunas secciones metodológicas. Esta estimación del error debería ser mejorada a futuro, determinando cuales son las variables que conllevan a mayor error, cuantificándolas y estimando el error total.

Finalmente, esta cámara, si bien necesita un mayor estudio y contrastes de casos, se muestra como una poderosa herramienta aplicable a monitoreo volcánico, así como estudios de investigación aplicables a volcanología y a meteorología, ya que permite caracterizar la evolución espacial y temporal de flujos de SO_2 en penachos volcánicos.

7.2. Recomendaciones a Futuro

En primer lugar, resulta importante realizar adquisición de datos para volcanes en el sur de Chile, tanto en condiciones óptimas como las de este trabajo, pero también con presencia de mayor nubosidad, para de esta forma comprender el procesamiento de las imágenes bajo situaciones adversas. Además, resulta interesante realizar mediciones en épocas de invierno y verano.

Además, sería interesante y útil realizar un análisis similar al planteado por *Dalton et al.* (2009), así como una serie de experimentos que permitan conocer mejor los parámetros que gobiernan la adquisición de imágenes y procesamiento. Por ejemplo, variaciones de los tiempos de exposición, apertura del lente, calidad e intensidad de radiación solar (en función de la hora del día y de la época del año) y estudiar como varían los datos obtenidos para poder mejorar la metodología y lograr que este método sea más preciso para el cálculo de los flujos de SO_2 . También, dado que SERNAGEOMIN posee tres cámaras UV, es posible realizar mediciones simultáneamente: desde distintas direcciones o desde una misma dirección pero a diferentes distancias del volcán, y comparar con mediciones de gases in situ, incluyendo otros gases. Análisis de esta naturaleza no ha sido realizado aún y por lo tanto serían de interés mayor en la comunidad científica.

Además, esta cámara permitiría investigaciones volcanológicas en una variedad de aspectos, tales como a) que apunten a la determinación de una relación entre sismicidad y desgasificación, e incluso deformación de terreno; b) para distinguir estilos de desgasificación y su relación con mecanismos de erupción; c) la cuantificación de las razones entre desgasificación asociadas a erupciones y a reposo; y d) la interacción de la emisión de SO_2 , asociado a desgasificación pasiva y/o eruptiva, con procesos atmosféricos.

La metodología usada en este trabajo en la estimación de concentraciones mostró buenos resultados, por lo que se aconseja seguir el mismo procedimiento para futuros estudios, es decir, usando solo el filtro 1 en todos los casos. Si se desea utilizar el filtro 3 para un penacho que varía notoriamente en un rango de segundos, se recomienda realizarlo para dos imágenes cercanas en tiempo entre sí. Si el penacho es más bien constante, se puede probar para más imágenes. Se sugiere utilizar celdas de calibración que abarquen un rango mayor de concentraciones en ppm m y medir sus concentraciones independientemente en laboratorio.

Por otro lado, para la determinación de la velocidad del viento, se aconseja en todos los casos tratar de medir la velocidad a partir de las imágenes. Si es posible, sería ideal realizar un radiosondeo a la altura del cráter del volcán o contar con estaciones meteorológicas cercanas, durante la adquisición de datos, además de la utilización de una simulación numérica de meso-escala de alta resolución. La utilización de modelos

globales es aconsejable en último caso, pero siempre complementado a la velocidad obtenida a partir de las imágenes. Idealmente, recomendable la mayor cantidad de fuentes confiables de velocidades de viento, para poder realizar estimaciones de flujo para cada una de ellas y así determinar un rango.

Finalmente, es necesario recordar que existen variaciones de flujo de SO_2 determinadas por el comportamiento del volcán, dentro del mismo día, incluso dentro de una misma hora. Es por esto que para poder determinar realmente el orden de magnitud específico para cada volcán que refleje alguna indicación de actividad eruptiva, es necesario obtener una base de emisiones de SO_2 a largo plazo, complementándolo con datos de otros métodos de monitoreo que se apliquen al volcán de estudio. En el caso particular de este estudio, para el volcán Láscar los valores de flujos obtenidos desde la cámara UV con los de un DOAS, son relativamente similares, lo cual implica la complementariedad de ambos métodos.

8. Bibliografía

Andres R. J., Rose W. I., Kyle P. R., de Silva S., Francis P., Gardeweg M., y Moreno H., 1991. Excessive sulfur dioxide emissions from Chilean volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 46, 323– 329.

Bluth G.J.S., Shannon J.M., Watson I.M., Prata A.J., Realmuto V.J., 2007. Development of an ultra-violet digital camera for volcanic SO₂ imaging. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 161 (2007) 47–56.

Bobst A.L., Lowenstein T.K., Jordan, T.E., Godfrey L.V., Ku T.-L., Luo S. 2001. 106 ka paleoclimate record from drill core of the Salar de Atacama, northern Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 173: 21-42.

Boucher O., Randall D., Artaxo P., Bretherton C., Feingold G., Forster P., Kerminen V.M., Kondo Y., Liao H., Lohmann U., Rasch P., Satheesh S.K., Sherwood S., Stevens B. and Zhang X.Y., 2013: Clouds and Aerosols. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker T.F., D. Qin, G.K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Burton M.R., Caltabiano T., Murè F., Salerno G., Randazzo D., 2009. SO₂ flux from Stromboli during the 2007 eruption: results from the FLAME network and traverse measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 182, 214–220.

Caltabiano T., Romano R., Budetta G., 1994. SO₂ flux measurements at Mount Etna (Sicily). *Journal of Geophysical Research* 99, 12809–12819.

Caltabiano T., Burton M., Giammanco S., Allard P., Bruno N., Murè F., Romano, R., 2004. Volcanic gas emissions from the summit craters and flanks of Mt. Etna, 1987–2000. In: Bonaccorso, A., Calvari, S., Coltelli, M., Del Negro, C., Falsaperla, S. (Eds.), *Mt Etna: Volcano Laboratory: American Geophysical Union, Geophysical Monography*, 143, pp. 111–128.

Carn S.A., Krueger A.J., Arellano S., Krotkov N.A., Yang K., 2008. Daily monitoring of Ecuadorian volcanic degassing from space. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176 (2008) 141–150.

Casadevall T.J., Johnston D.A., Harris D.A., Rose Jr. W.I., Malinconico Jr., L.L., Stoiber R.E., Bornhorst T.J., Williams S.N., Woodruff L., Thompson J.M., 1981. SO₂ emission rates at Mount St. Helens from March 29 through December 1980. In: Lipman,

P.W., Mullineaux, D.R. (Eds.), The 1980 Eruptions of Mount St. Helens. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, vol. 1250, pp. 193–200.

Chin M. y Jacob D. J. 1996. Anthropogenic and natural contributions to tropospheric sulfate: A global model analysis. *Journal of Geophysical Research*, 101, 18691-18699.

Clavero J.E, Sparks, R. S. J., Aguilar, G., Wyk de Vries, B. van. 2004. Substrata influence in the origin, transport and emplacement of Ollagüe debris avalanche, Central Andes of northern Chile. En *IAVCEI General Assembly*, Pucón, Chile, November 14-19, 2004.

Clavero J.E., Solar V., Polanco E., Amigo A. 2005. Preliminary seismic and diffuse CO₂ flux characterization of active volcanoes from the Central Andes of Northern Chile. *Proceedings IASPEI General Assembly*, Santiago, Chile.

Dalton M., Watson M., Nadeau P., Werner C., Morrow W., Shannon J.M., 2009. Assessment of the UV camera sulfur dioxide retrieval for point source plumes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 188 (2009) 358–366.

de Silva S.L., 1989a. The Altiplano-Puna Volcanic Complex of the Central Andes. *Geology*, v17, p1102-1106.

de Silva S.L., 1989b. Geochronology and stratigraphy of the ignimbrites from the 21°30'S to 23°30'S portion of the Central Andes of N. Chile. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* v37, no.2, p93-131.

de Silva S.L. y Francis P.W. 1991. *Volcanoes of the Central Andes*. Springer, Berlin.

Feeley T.C., Davidson J.P., Armendia A. 1993. The volcanic and magmatic evolution of Volcan Ollagüe, a high-K, late Quaternary stratovolcano in the Andean Central Volcanic Zone. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 54: 221-245.

Feeley T.C. y Davidson J.P., 1994. Petrology of Calc-Alkaline Lavas at Volcán Ollagüe and the Origin of Compositional Diversity at Central Andean Stratovolcanoes. *J. Petrology* 35: 1295-1340.

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* 119, 241–254.

Gardeweg M. y Ramírez C.F., 1987. La Pacana Caldera and the Atana Ignimbrite - A Major ash-flow and resurgent caldera complex in the Andes of Northern Chile. *Bull. Volcanol.* V.49. p.547-566.

Gardeweg M., Sparks, R.S.J., Matthews, S.J., 1998. Evolution of Lascar Volcano, Northern Chile. *Jour. Geol. Soc. London*, V.155, pp.89-104.

Gardeweg M. y Lindsay J., 2004. Lascar volcano, La Pacana Caldera and El Tatio Geothermal field: Field Trip Guide-A2. IAVCEI, *General Assembly*, Pucón, Chile, November 14-19, 2004. 32 p.i

Graf H.F, Feichter J. y Langmann B. 1997. Volcanic sulfur emissions: estimates of source strength and its contribution to the global sulfate burden. *Journal of Geophysical Research*, 102 (D9), 10 727-10 738.

Grosjean M. 1994. Paleohydrology of the Laguna Lejia (north Chilean altiplano) and climatic implications for late-glacial times. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109, 89–100.

Guarinos J. y Guarinos A. 1993. Contribution a l'etude de l'eruption du Volcan Lascar (Chili) d'avril 1993. *Archives des Sciences*, Geneve, 46, 303-319.

Henney L. A., Rodríguez L. A., Watson I. M. 2012. A comparison of SO₂ retrieval techniques using mini-UV spectrometers and ASTER imagery at Lascar volcano, Chile. *Bulletin of Volcanology* (2012) 74:589–594 DOI 10.1007/s00445-011-0552-2.

Holland A.S.P., Watson I.M., Phillips J.C., Caricchi L., y Dalton M.P. 2011, Degassing processes during lava dome growth: Insights from Santiaguito lava dome, Guatemala, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 202(1-2), 153-166.

Kantzas Euripides P., McGonigle A.J.S., Tamburello Giancarlo, Aiuppa Alessandro, Bryant Robert G., 2010. Protocols for UV camera volcanic SO₂ measurements. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194 (2010) 55–60.

Kazahaya, R., T. Mori, M. Takeo, T. Ohminato, T. Urabe y Y. Maeda 2011. Relation between single very-long-period pulses and volcanic gas emissions at Mt. Asama, Japan. *Geophysical Research Letters*, 38

Kern C., Kick F., Lübcke P., Vogel L., Wöhrbach M. y Platt U. 2010. Theoretical description of functionality, applications, and limitations of SO₂ cameras for the remote sensing of volcanic plumes. *Atmospheric Measurement Techniques*, 3(3), 733-749.

Leonardi S., Gresta S. y Mulargia F. 2000. Cross-correlation between volcanic tremor and SO₂ flux data from Mount Etna volcano, 1987-1992. *Phys. Chem. Earth (A)*, Vol 25, No. 9-11, pp. 737-740, 2000.

Lindsay J.M., deSilva S., Trumbull R., Emmermann, R., Wemmer, K. 2001a. La Pacana Caldera, N. Chile: a re-evaluation of the stratigraphy and volcanology of one of the world's largest resurgent calderas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 106 (1-2), 145-173

Lindsay J.M., Trumbull R., Schmitt A.K., de Silva S.L., Siebel W. 2001b. Magmatic evolution of the La Pacana Caldera system, Central Andes, Chile: Compositional variation of two cogenetic, large volume felsic ignimbrites. *Journal of Petrology* 42 (3), 459-486

Mather T. A., Tsanev V. I., Pyle D. M., McGonigle A.J.S., Oppenheimer C., y Allen A. G. 2004. Characterization and evolution of tropospheric plumes from Láscar and Villarrica volcanoes, Chile. *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, D21303

MATLAB R2011a., 2011. The MathWorks Inc., Natick, MA.

Matthews S.J., Gardeweg M.C., Sparks R.S.J. 1997. The 1984 to 1996 cyclic activity of Láscar Volcano, Northern Chile, cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology* 59: 72-82.

Messerli B., Grosjean M., Bonani M.G., Burgi A., Geyh, M.A., Graf, K., Ramseyer, K., Moreno, H., Schotterer, U., Schreier, H., Vuille, M. 1993. Climate change and natural resource dynamic of the Atacama Altiplano during the last 18,000 years: a preliminary synthesis. *Mountain Research and Development* 13(2): 117-127.

Mori T., Burton M.R., 2006. The SO₂ camera: a simple, fast and cheap method for round based imaging of SO₂ in volcanic plumes. *Geophysical Research Letters* 161 (33), 47-56.

Mori T., Burton M., 2009. Quantification of the gas mass emitted during single explosions on Stromboli with the SO₂ imaging camera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 188 (2009) 395-400.

Nadeau P.A., Palma J.L., y Waite G.P. 2011, Linking volcanic tremor, degassing, y eruption dynamics via SO₂ imaging, *Geophysical Research Letters*, 38(1), L01304.

Nadeau P.A. 2012. Ultraviolet digital imaging of volcanic plumes: implementation and application to magmatic processes at basaltic volcanoes. Michigan Technological University, Houghton, Michigan.

Naranjo J.A., Moreno H y Fullmer J. 2006. The May 4, 2005 elusive eruption of Láscar volcano, central Andes. *Proceedings IAVCEI Cities on Volcanoes 4*, Quito, Ecuador.

Platt U., Stutz J., 2008. Differential Optical Absorption Spectroscopy, Principles and Applications. *Novena Edición. SPRINGER*. Pp. 77-90.

Prata A.J. 2011. UV Ground-based imaging camera: EnviCam, presentado en *Open Vent Volcanoes PASI Workshop*, San Jose, Costa Rica, 15 January 2011.

Shannon J. M. 2006, Development and application of new techniques for sulfur dioxide monitoring at active volcanoes, Michigan Technological University, Houghton, Michigan.

Schmitt A.K., de Silva S.L., Trumbull R., Emmermann R. (2001): Magma evolution in the Purico ignimbrite complex, northern Chile: evidence for zoning of a dacitic magma by injection of rhyolitic melts following mafic recharge. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 140, 6, 680-700.

Schmitt A.K., Lindsay J.M., de Silva S., Trumbull R.B. 2002. U-Pb zircon chronostratigraphy of early-Pliocene ignimbrites from La Pacana, north Chile: implications for the formation of stratified magma chambers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 120, 43-53, 2002

Simkin, T. y Siebert, L. 1994. Volcanoes of the World, 2nd ed. xi + 349 pp. *Tucson: Geoscience Press for the Smithsonian Institution*.

Skoog D., Holler F., Crouch S., 2008. Principios de análisis instrumental. *Sexta edición. CENGAGE Learning*. Pp. 336-343.

Stebel K., Prata F., Dauge F., Amigo A., Ajtai N., 2012. UV multispectral imaging cameras for validation of SO₂ emissions. En *2012 Eumetsat Meteorological Satellite Conference*, Sopot, Polonia.

Stern C. R., Moreno H., López-Escobar L., Clavero J. E., Lara L. E., Naranjo J. A., Parada M. A. y Skewes M.A. 2007. Chilean Volcanoes. In: Moreno, T. y Gibbons W. (eds). *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 21-114.

Stoiber R.E., Malinconico Jr. L.L., Williams S.N., 1983. Use of the correlation spectrometer at volcanoes. In: Tazieff, H., Sabroux, J.C. (Eds.), *Forecasting Volcanic Events*, pp. 425–444. *Amsterdam-New York*.

Tamburello G., Kantzas E.P, McGonigle A.J.S, Aiuppa A., Giudice G., 2011. UV camera measurements of fumarole field degassing (La Fossa crater, Vulcano Island). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 199 (2011) 47–52.

Tassi F., Aguilera F., Vaselli O., Medina E., Tedesco D., Delgado Huertas A., Poreda R., Kojima S. 2009. The magmatic- and hydrothermal-dominated fumarolic system at the Active Crater of Lascar volcano, northern Chile. *Bulletin of Volcanology* (2009) 71:171–183 DOI 10.1007/s00445-008-0216-z

Urai M. 2004. Sulfur dioxide flux estimation from volcanoes using Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer—a case study of Miyakejima volcano, Japan. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 134:1–13

Watson I., Oppenheimer C., Voight B., Francis P., Clarke A., Stix J., Miller A., Pyle D., Burton M., Young S., Norton G., Loughlin S., Darroux B., Staff M., 2000. The relationship between degassing and ground deformation at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 98, 117–126.

Witter J.B., Kress V.C., Calder E.S., Delmelle P., Stix, J., 2000. Passive degassing at Volcán Villarrica, south Chile. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union* 81 (48) (Fall Meeting Supplement, Abstract V72C-03).

Witter J.B., Kress V.C., Delmelle P., Hersum T.G., 2001. Acid gas emissions measured by COSPEC, volatile trap, and filter pack at Volcán Villarrica, South Chile. *Eos, Transactions of the American Geophysical Union* 82 (47) (Fall Meeting Supplement, Abstract V42B-1012).

Wörner G., Hammerschmidt K., Henjes–Kunst F., Lezaum J., Wilke H. 2000. Geochronology (Ar–Ar, K–Ar and He–exposure ages) of Cenozoic magmatic rocks from northern Chile (18–22°S): implications for magmatism and tectonic evolution of the central Andes. *Revista Geológica de Chile* 27: 205–240.

Young S. R., Voight B. y Duffell H. J. 2003. Magma extrusion dynamics revealed by high-frequency gas monitoring at Soufriere Hills volcano, Montserrat. In: Oppenheimer C., Pyle D.M. & Barclay J. (eds) 2003. Volcanic Degassing. *Geological Society, London, Special Publications*, 213. *Publications*, **213**, 219–230.

Yuan T., Remer L. A., y Yu H., 2011. Microphysical, macrophysical and radiative signatures of volcanic aerosols in trade wind cumulus observed by the A-Train. *Atmos. Chem. Phys.*, 11, 7119–7132.

9. Anexos

9.1. Acrónimos

NOAA: National Oceanic and Atmospheric Administration.

GFS: Global Forecast System.

DN: digital number.

ALMA: Atacama Large Millimeter/submillimeter Array.

I_0 : intensidad inicial emitida.

I : intensidad saliente, luego de atravesar una capa con moléculas.

λ : Longitud de onda.

9.2. Manual uso cámara UV

Las siguientes etapas explican cómo proceder con el software FrameLink:

-Se debe seleccionar el ícono de “Camera parameter” y aparecerá una nueva ventana. Se verifica que los datos que aparezcan en esta ventana sean:

Camera bit depth: 12

Width (pixels): 1344

Height (lines): 1024

Si fue necesario realizar algún cambio, se presiona el botón ‘Save...’ y se guarda en alguna carpeta a elección, luego se presiona ‘Apply’ y ‘Start grab’. Si no fue necesario realizar ningún cambio, solo se presiona ‘Apply’ y ‘Start grab’.

Es importante presionar ‘Start grab’ dado que permite observar lo que la cámara está mostrando y realizar ajustes para la obtención de imágenes, sin todavía guardar nada en el computador.

-Se selecciona el ícono de “Terminal” y en la ventana que aparece, se debe verificar que los datos sean los siguientes:

Receive as: ASCII

Send as: ASCII

Baud rate: 9600

Append: CR

Luego en el espacio al lado del botón de ‘Send’, se escribe “SHA M” y se presiona ‘Send’. Esto es para definir la configuración de pixeles, i.e. el tamaño de la imagen (1344x1024). Si la cámara recibe correctamente el comando escrito, responde con un “SHA M”. Este comando debe ejecutarse solo una vez durante una sesión de mediciones.

-En el siguiente paso, se elige el tiempo de exposición a utilizar. Existen dos posibilidades:

a. Tiempo de exposición largo. Típicamente cuando la cámara se encuentra con filtro, es decir posición 1 - on-band, 310 nm- o posición 3 - off-band, 325 nm-.

Se debe escribir en el espacio al lado del botón ‘Send’ (mismo que en paso anterior):

NMD F

FBL n

Donde n es un número entre 1 y 12, y por lo tanto: tiempo de exposición = n x 83.7 ms

b. Tiempo de exposición corto. Típicamente para cámara sin filtro (*broadband*, posiciones 2 y 4).

Se debe escribir en este caso:

NMD S

SHT n

Donde n es un número entre 1 y 1055, y por lo tanto: tiempo de exposición = $12.4\mu\text{s} + (n-1) \times 79.275\mu\text{s}$

Al igual que en el paso anterior, si la cámara está recibiendo el comando de manera correcta, responderá con el comando correspondiente.

Para saber si el tiempo de exposición que se está utilizando es adecuado, se puede seleccionar el ícono del histograma: Si los puntos más altos de la curva están sobre los 4000, la imagen está sobre-expuesta, entonces se debe bajar el tiempo de exposición. Si los puntos más altos de la curva están bajo los 2000, la imagen está sub-expuesta, entonces se debe subir el tiempo de exposición.

Finalmente, cuando ya se realizaron todas las configuraciones, se debe comenzar el almacenamiento de imágenes. Para esto, se presiona el ícono “Capture Settings” y en la ventana que aparece se verifica que el tipo de archivo a guardar sea en formato ‘.RAW’ y luego se presiona ‘Series of frames...’.

En la siguiente ventana que aparece, se selecciona: la carpeta donde se guardarán las imágenes, el formato de los nombres de las imágenes, intervalo de tiempo en que se quiere tomar las imágenes (por ejemplo: cada 10 seg), cantidad de imágenes que se quiere tomar en ese tiempo (típicamente 1) y cantidad total de imágenes que se guardarán (por ejemplo 30 imágenes, lo que equivale a 5 minutos de registro cada 10 seg). Se debe presionar 'Accept' y en la ventana de "Capture Settings" presionar 'Start Capture'.

9.3. Tabla con concentraciones de SO₂ en ppm m

Tabla 9.1 Valores de las máximas, promedios y mínimas concentraciones aproximadas de SO₂ en ppm m, obtenidas desde un sector de los penachos de las imágenes con concentraciones en ppm m para cada ubicación.

	Ubicación	Concentraciones aproximadas en ppm m		
		Máximo	Promedio	Mínimo
Primera campaña	Lejía	1739	1170	524
	Talabre	828	580	444
Segunda campaña	Lejia S	525	341	143
	Lejia SS	487	319	150
	Flanco Norte	1668	1100	528
	Talabre	843	360	47
	Ollagüe	1513	929	304
	Irruputuncu	1023	736	435

9.4. Figuras con concentraciones en ppm m

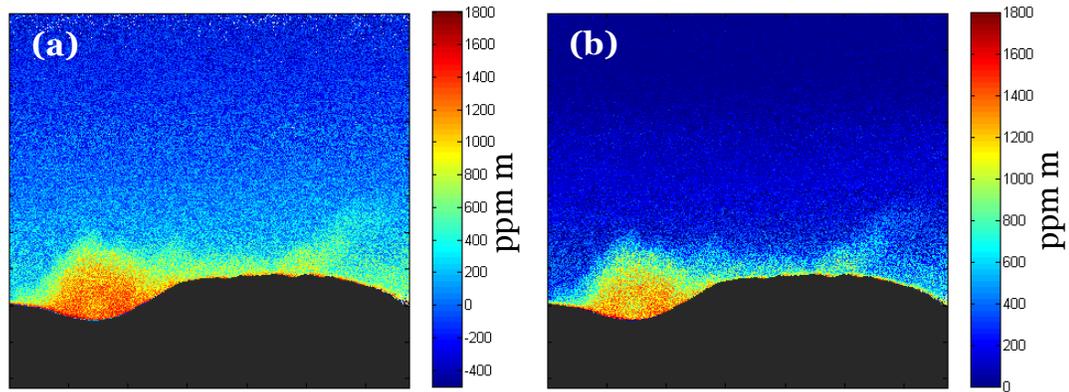


Figura 9.1 Concentraciones en ppm m para el volcán Lásicar desde el punto Lejía Agosto. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.

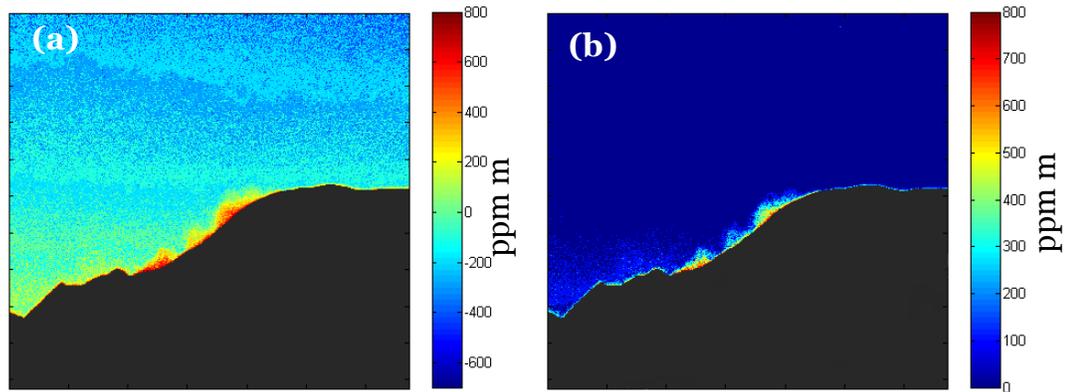


Figura 9.2 Concentraciones en ppm m para el volcán Lásicar desde el punto Talabre Agosto. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.

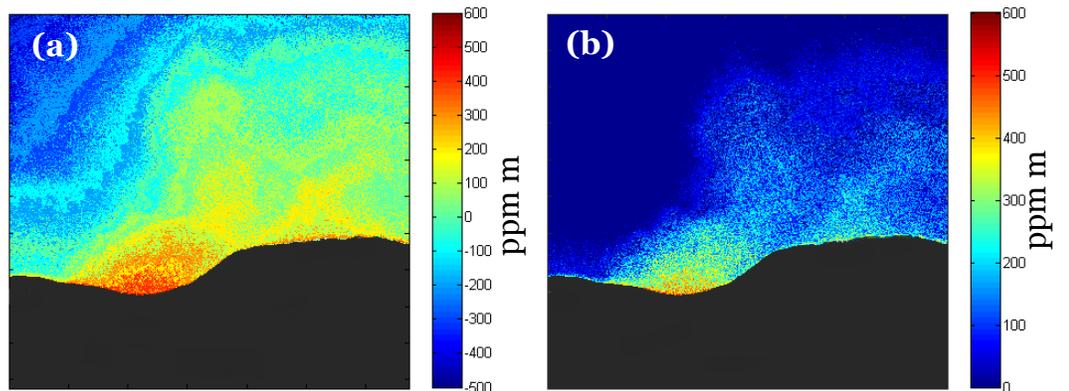


Figura 9.3 Concentraciones en ppm m para el volcán Lásicar desde el punto Lejía S Diciembre. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.

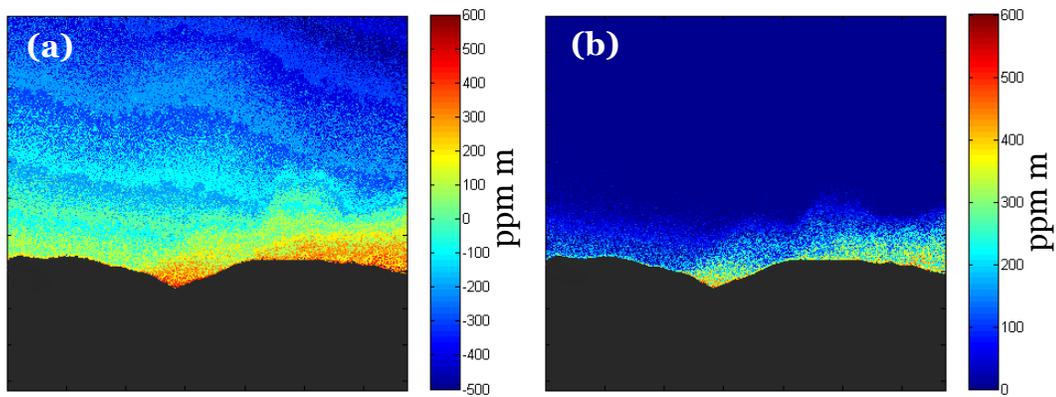


Figura 9.4 Concentraciones en ppm m para el volcán Lásca desde el punto Lejía SS Diciembre. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.

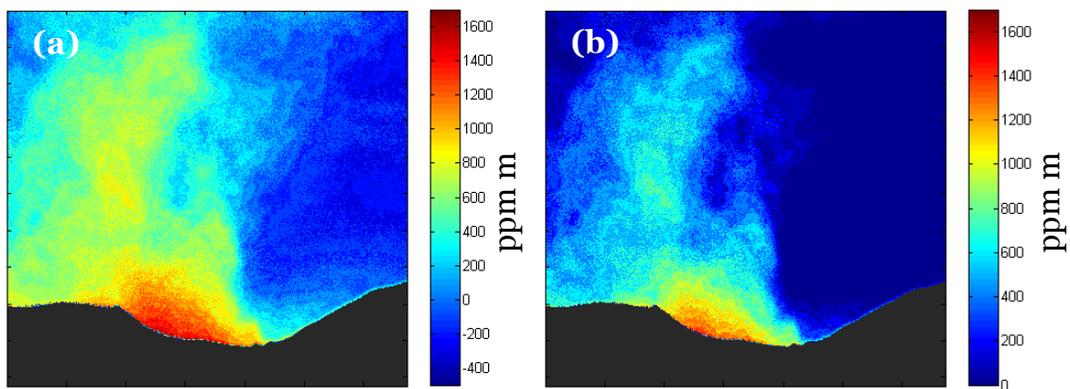


Figura 9.5 Concentraciones en ppm m para el volcán Lásca desde el punto Flanco Norte Diciembre. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.

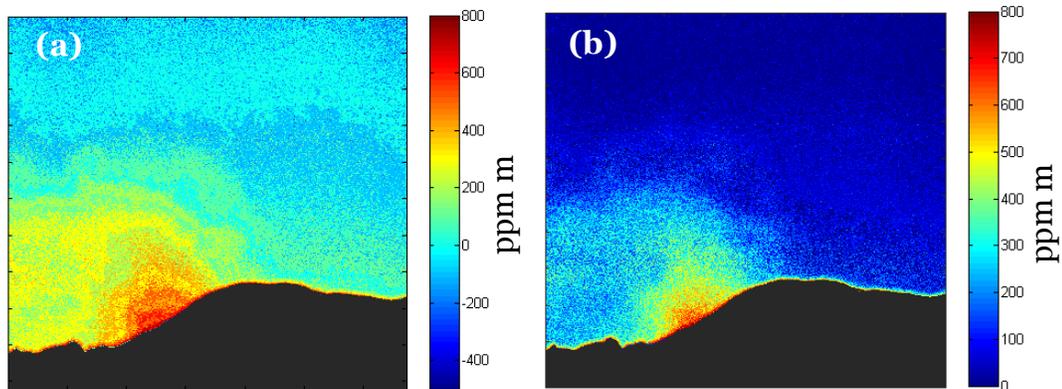


Figura 9.6 Concentraciones en ppm m para el volcán Lásca desde el punto Talabre Diciembre. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.

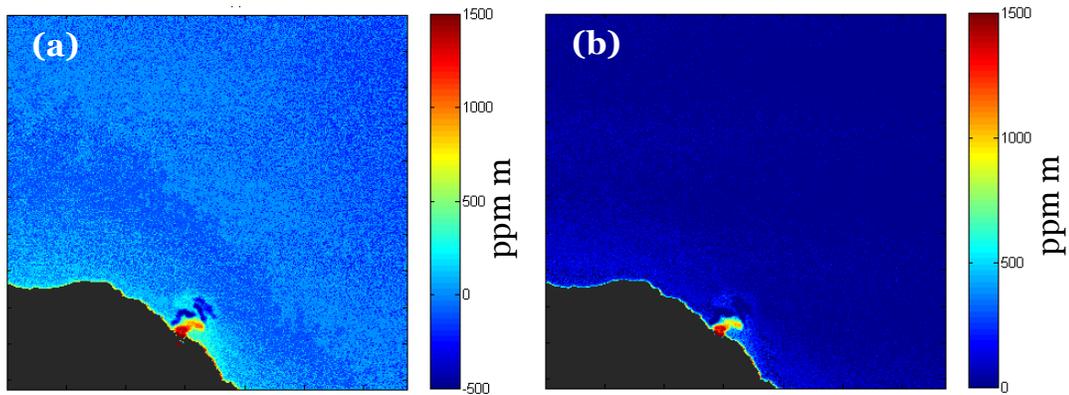


Figura 9.7 Concentraciones en ppm m para el volcán Ollagüe. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.

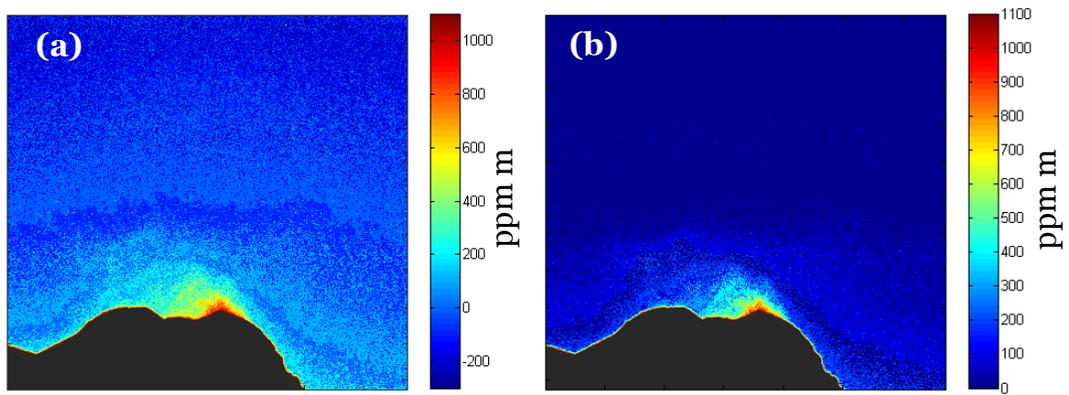


Figura 9.8 Concentraciones en ppm m para el volcán Irruputuncu. En (a) se presenta el cielo después del procesamiento en MATLAB R2011a, en (b) se corrigieron los valores negativos del cielo por ceros.

9.5. Tablas y gráficos de vientos

Tabla 9.2 Velocidades de viento obtenidas en las estaciones meteorológicas en Toconao y ALMA, junto con velocidades de viento obtenidas en el modelo de NOAA a la presión atmosférica más cercana.

MAGNITUD		07-dic-13		08-dic-13		09-dic-13		10-dic-13		11-dic-13		12-dic-13		13-dic-13	
	Hora UTC	DATO	NOAA	DATO	NOAA										
Toconao	0	2,2	4,43	2,5	5,00	2,4	1,54	2,6	1,68	4,7	5,69	1,8	2,30	3,5	3,83
	6	2,5	2,84	2,8	6,85	1,8	2,43	3,5	2,36	3,7	6,08	3,3	5,70	2,5	2,04
	12	0,9	3,79	1,9	2,89	2,1	2,55	2,2	2,73	1,6	5,44	1,9	10,91	2,1	2,00
	18	2,0	4,19	2,5	3,14	2,2	1,22	2,0	4,86	2,4	3,29	2,1	8,17	1,6	2,62
ALMA	0	7,6	7,02	5,2	6,47	9,7	3,83	7,2	6,11	5,8	1,04	6,8	2,77	13,5	1,97
	6	1,4	4,49	5,5	5,72	2,9	5,31	4,2	5,99	3	0,73	4,2	6,18	3,2	2,06
	12	6,4	5,90	4,4	3,38	8	6,31	8,8	4,87	3,7	3,07	3,5	8,84	4,8	3,66
	18	11,7	3,23	4,9	4,08	4,3	6,47	10	3,13	9,7	3,98	10,9	4,73	9,4	3,64

Tabla 9.3 Direcciones de viento obtenidas en las estaciones meteorológicas en Toconao y ALMA, junto con direcciones de viento obtenidas en el modelo de NOAA a la presión atmosférica más cercana.

DIRECCIÓN		07-dic-13		08-dic-13		09-dic-13		10-dic-13		11-dic-13		12-dic-13		13-dic-13	
	Hora UTC	DATO	NOAA												
Toconao	0	264	292	282	187	254	213	299	267	334	53	272	240	300	203
	6	146	275	165	183	360	305	139	110	136	35	71	196	82	203
	12	230	278	200	213	300	287	210	100	204	7	306	193	278	224
	18	249	228	247	226	255	264	249	73	230	348	345	187	225	212
ALMA	0	245	292	235	177	247	241	251	232	246	200	242	293	253	247
	6	202	290	258	191	224	244	142	221	267	305	273	194	179	208
	12	67	286	231	224	120	256	108	210	238	325	235	187	245	170
	18	263	247	214	235	216	241	264	197	253	351	257	190	246	212

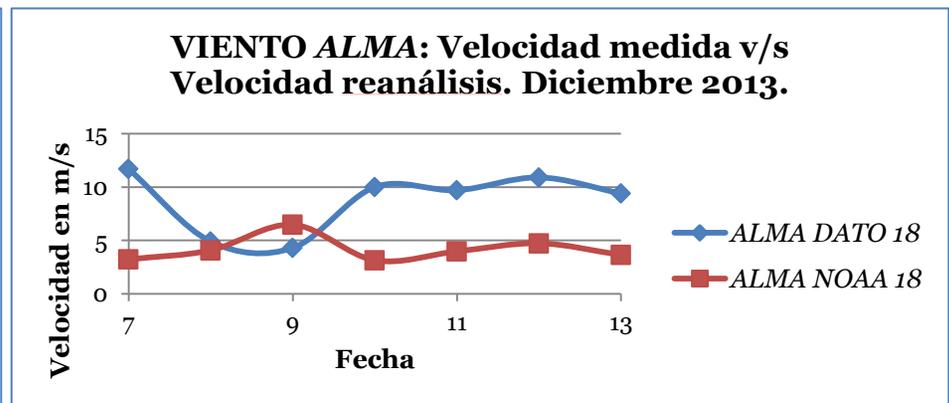
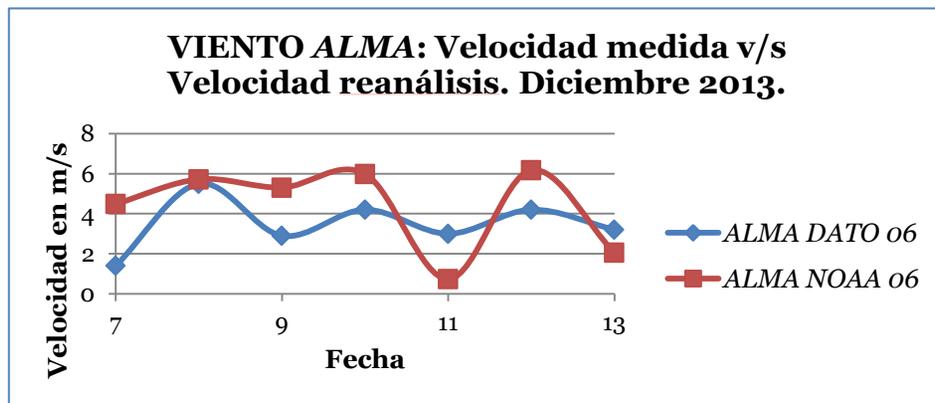
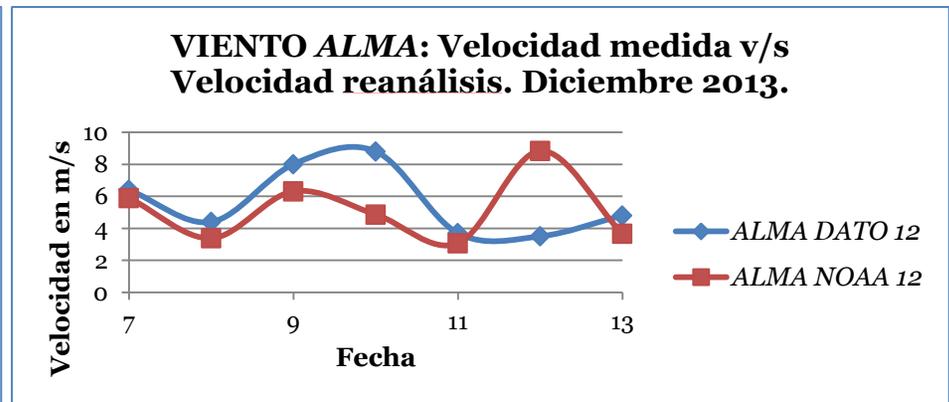
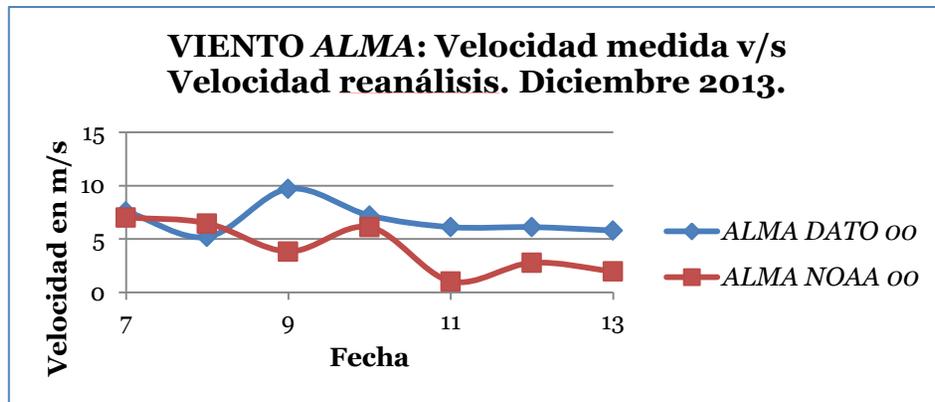


Figura 9.9 Comparación velocidades de viento para siete días durante diciembre 2013. Se comparan velocidades obtenidas para ALMA, desde la estación meteorológica de ALMA y desde el modelo GFS de NOAA. Las velocidades varían en promedio en un orden de 2 m/s, las variaciones máximas superan los 5 m/s.

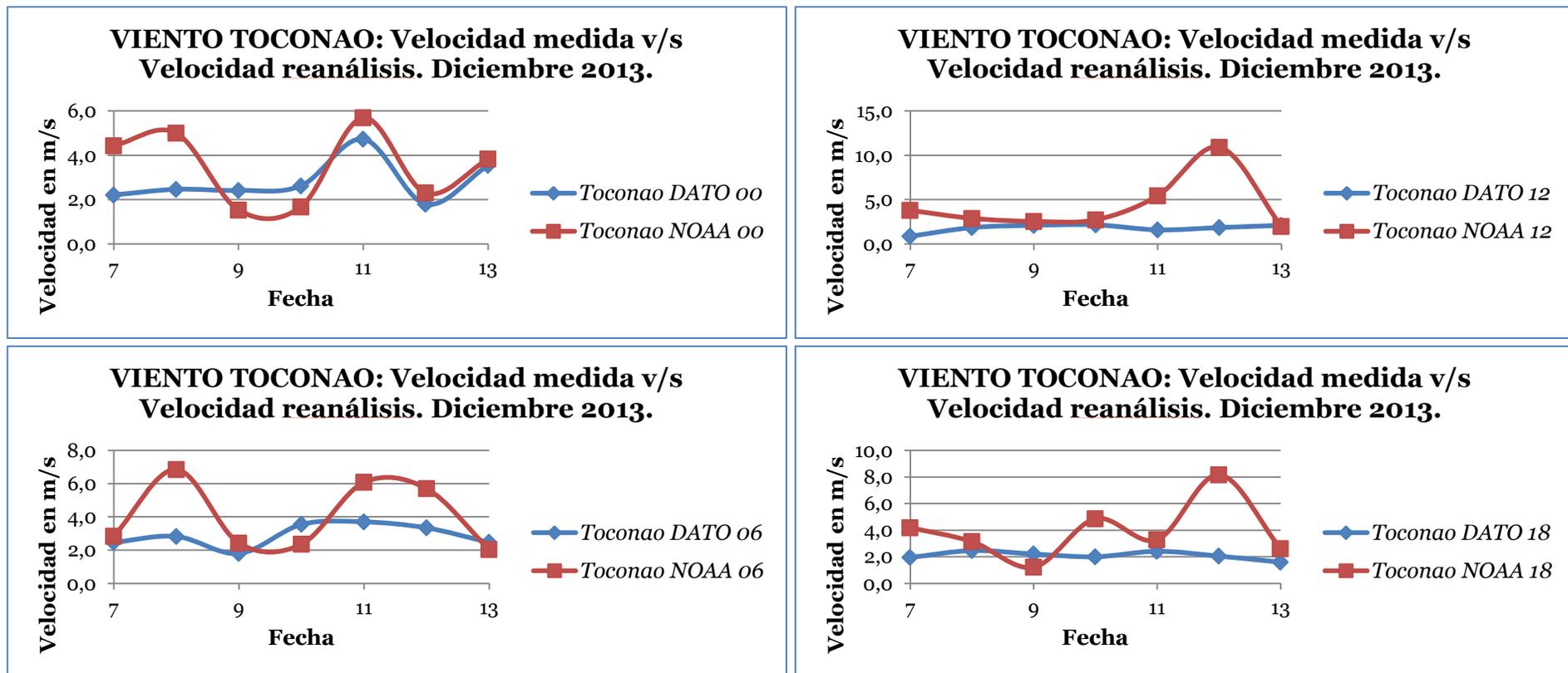


Figura 9.10 Comparación velocidades de viento para siete días durante diciembre 2013. Se comparan velocidades obtenidas para Toconao, desde la estación meteorológica de la Dirección Meteorológica de Chile en Toconao y desde el modelo GFS de NOAA. Las velocidades varían en promedio en un orden de 2 m/s, las variaciones máximas alcanzan los 9 m/s.