



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

ESTIMACIÓN DE FLUJO DE DIÓXIDO DE AZUFRE EN PENACHOS VOLCÁNICOS
DEL NORTE DE CHILE MEDIANTE UNA CÁMARA INFRARROJA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

FLORENCIA ROSAS SOTOMAYOR

PROFESOR GUÍA
ÁNGELO CASTRUCCIO ALVAREZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
ÁLVARO AMIGO RAMOS
CLAUDIA CANNATELLI

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por el Centro de Excelencia en Geotermia de
Los Andes

SANTIAGO DE CHILE

2019

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE: Geóloga.

POR: Florencia Rosas Sotomayor

FECHA: 22 de Marzo de 2019

PROFESOR GUÍA: Ángelo Castruccio Álvarez.

ESTIMACIÓN DE FLUJO DE DIÓXIDO DE AZUFRE EN PENACHOS VOLCÁNICOS DEL NORTE DE CHILE MEDIANTE UNA CÁMARA INFRARROJA

El presente trabajo tiene como objetivo la estimación de flujo de dióxido de azufre en penachos volcánicos mediante una cámara infrarroja. Nicair 1.

Es posible medir el SO_2 debido al alto contraste que tiene este gas en penachos volcánicos y la atmósfera circundante y la alta señal que posee el SO_2 en el espectro centrado en los $8.6\mu\text{m}$ donde el vapor de agua es débil. La cámara infrarroja captó la señal recibida al fotografiar los penachos volcánicos y mediante el procesamiento de las imágenes según la metodología presentada en este trabajo, se obtuvieron las concentraciones lineales de SO_2 (ppmm), las que junto a la estimación de la velocidad de desplazamiento, se integraron según transectas perpendiculares al desplazamiento del penacho para obtener las tasas de emisión (toneladas día⁻¹).

Se estimaron concentraciones lineales de SO_2 en los volcanes Iruputuncu, Ollagüe y Láscar y solo en este último se calcularon las tasas de emisión en las cercanías al cráter (400 m de altura). Los resultados obtenidos indican emisiones inferiores a las 140 ton/día las que son coherentes con un estratovolcán en estado de quiescencia y la ausencia de cuerpo magmático superficial.

Se propone profundizar en las aplicaciones de la cámara infrarroja, considerando que es un instrumento portable. Específicamente estimar tasas de emisión de SO_2 en periodos más prolongados y estudiar las emisiones nocturnas.

A mis popines, a mi compañero, a mi familia y a mi yo de hace 5 años.

AGRADECIMIENTOS

Muchas gracias a las camaritas por el enorme desafío que fue este trabajo.

Gracias Sernageomin por el proyecto y a CEGA por financiar el terreno al norte más lindo que tiene Chile, donde, además, aprendí a usar la famosa cámara.

Gracias a mi profesor Álvaro Amigo por su infinita paciencia, comprensión y apoyo para que, finalmente, este trabajo viera la luz. De igual manera, muchísimas gracias a los profesores Ángelo Castruccio y Claudia Cannatelli por apoyarme en este frenético cierre, por las –más que necesarias- correcciones y por el foco de que esto es una memoria de geología y no ingeniería.

A Fred Prata, Cirilo Bernardo y Helen Thomas por la excelente disposición a cooperar con las dudas técnicas del equipo y procesamiento de datos.

Gracias a Blanca Baccola, también por su paciencia, soporte brindado y por todos los correos que me respondió.

Gracias a mis pequeños Popines por su poderosa energía. Y a mi Popín grande por estar ahí al pie del cañón acompañándome.

A mi mamá, papá y hermano. Mis abuelas y mis abuelos y todo el árbol que se entretejió para que yo esté aquí hoy.

A la familia extendida.

A mis chiquillas y sus palabras de ¡Sí se puede!

A mi gente de curicana y a mi gente bristoliana.

Tabla de Contenido

Tabla de Contenido	iv
Introducción	1
Motivación.....	1
Por qué el SO ₂	1
Detección remota del SO ₂	1
Monitoreo volcánico de SO ₂ en Chile.....	2
Objetivo e hipótesis	4
Objetivo general.....	4
Hipótesis	4
Marco General.....	5
Espectroscopía infrarroja	5
Introducción	5
Ley de Planck.....	7
Temperatura de Brillo	8
Espectroscopía de SO ₂	8
Teledetección Remota.....	11
Tipos de sensores y aplicaciones en volcanología	11
Cámaras de SO ₂	15
Cámara Infrarroja NICAIR 1.....	16
Instrumentación y softwares	16
Locaciones de medición: volcanes de la Zona Volcánica Central de los Andes.....	34
Vn. Irruputuncu (Región de Tarapacá)	36
Volcán Ollagüe (Región de Antofagasta)	36
Volcán Láscar (Región de Antofagasta)	37
Metodología.....	39
Adquisición de datos.....	39
Locaciones de medición.....	39
Especificaciones técnicas de las mediciones.....	39
Mediciones realizadas	40
.....	41
Visualización de imágenes.....	42
MATLAB.....	42
FITS LIBERATOR	46

Algoritmo: Procesamiento de imágenes	48
Calibración.....	48
Estimación de concentración de SO ₂	58
Estimación de flujo de SO ₂	66
Resultados: aplicación de la metodología en 3 volcanes del norte de Chile.	69
Volcán Irruputuncu	69
Irru #1.....	70
Irru #2.....	72
Volcán Ollagüe	74
Volcán Láscar.....	78
L1	79
L2.....	82
L3	83
Discusiones.....	86
Mediciones	86
Procesamiento de imágenes	87
Velocidad de desplazamiento del penacho.	87
Resultados obtenidos y otros estudios	87
Significado geológico	89
Conclusiones	90
Alcances y recomendaciones	90
Estimación de velocidad de desplazamiento del penacho.....	91
Causalidad de las emisiones	91
Mediciones simultáneas para determinar la exactitud del método.....	92
Detección de ceniza	92
Bibliografía	93
Anexo.....	98
Calibración de cuerpo negro	98

Introducción

Motivación

La motivación de este trabajo es la implementación de la cámara infrarroja como una herramienta de efectiva, eficiente y eficaz en la estimación de flujo de SO₂ en penachos volcánicos.

Durante el proceso eruptivo, los volcanes pueden emitir grandes cantidades de ceniza y gases traza a la atmósfera. Dentro de los aerosoles se encuentran pequeñas gotas en una fase acuosa, hielo y ceniza, suspendidos en gases volcánicos o aire. En la fracción gaseosa, el SO₂ es el tercer gas más abundante en penachos volcánicos, luego del H₂O y CO₂, y lo siguen el H₂, CO, HCl, HF, H₂ y H₂S, no necesariamente en orden decreciente (Symonds et al., 1994). El estudio de estos productos volcánicos es importante desde diferentes aspectos que abarcan: (1) comprensión de procesos volcánicos, (2) cambios en el clima local debido al bloqueo de la luz solar por las partículas emitidas, particularmente los sulfatos, (3) efectos ambientales locales, y (4) por el efecto dañino de la ceniza en las aeronaves (Watson et al., 2004)

Desde el punto de vista volcánico, el monitoreo de la composición y flujo de gas es fundamental para interpretar la actividad volcánica, dado que la desgasificación puede ejercer un gran control en el estilo eruptivo y puede estar asociado a la sismicidad en el centro eruptivo y a la deformación en, o asociada, al volcán (Oppenheimer y Mcgonigle, 2004).

Existen diversas técnicas e instrumentos para detectar y cuantificar productos volcánicos. Debido a las condiciones de emplazamiento de los volcanes (geografía y clima principalmente) los métodos directos de medición de gases no son siempre factibles, es por esto que los sensores remotos se presentan de gran utilidad.

Por qué el SO₂

Se estudia mayormente el SO₂, pues presenta una mayor abundancia relativa en penachos volcánicos y/o columnas eruptivas en contraste con los valores “base” en la atmósfera y por la absorción de radiación electromagnética (Williams-Jones et al., 2008).

A escala local, el SO₂ volcánico puede llevar a formación de lluvia acida y a la contaminación del aire. Globalmente, erupciones muy grandes o extensas en el tiempo, que inyecten grandes cantidades de aerosoles de azufre a la estratósfera, pueden llevar a la disminución de la temperatura terrestre superficial y promover la reducción de la capa de ozono. A modo de ejemplo, la erupción del Monte Pinatubo, Filipinas., de 1991 provocó un descenso en la temperatura de hasta 0.6° en el hemisferio norte (Self et al., 1996).

Detección remota del SO₂

En la detección remota del dióxido de azufre, y posterior estimación de flujo, usualmente, se ha utilizado el rango ultravioleta del espectro electromagnético, mediante

instrumentos utilizados en la superficie terrestre, e.g. COSPEC y DOAS¹ (Williams-Jones et al, 2008 y McGonigle et al 2002.; respectivamente) para volcanes con desgasificación pasiva. La información satelital UV también se ha utilizado en el estudio de SO₂, e.g. mediante información obtenida de los sensores OMI y TOMS² (Thomas et al., 2011, Krueger et al., 2008 y Halmer et al., 2002, Guo et al., 2004; respectivamente).

El espectro infrarrojo también se ha explotado demostrando ser de gran eficiencia al momento de detectar SO₂ desde satélites que contienen ciertos instrumentos a bordo, e.g. MODIS, ASTER, SEVIRI³ (Campion et al, 2010, Theys et al, 2013, Corradini et al, 2008; respectivamente), sobre todo para realizar la detección y seguimiento de la columna en erupciones en curso. Las llamadas cámaras térmicas,, que operan en el rango infrarrojo termal, también han sido utilizadas, principalmente para estudiar el calor emitido por los cuerpos volcánicos (Patrick et al, 2014).

Monitoreo volcánico de SO₂ en Chile

En Chile, el organismo responsable de monitorear el comportamiento de los volcanes es la Red Nacional de Vigilancia volcánica (RNVV), institución que depende del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN). El principal trabajo de la RNVV es el mapeo de complejos volcánicos y los peligros asociados, actividad que realiza el Programa de Riesgo Volcánico (PRV); junto con el estudio instrumental de los volcanes, actividad desarrollada por el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS). A la fecha, el OVDAS monitorea más de 40 volcanes activos mediante redes sismológicas, y de GPS, además de equipos que miden la desgasificación en algunos volcanes.

Los gases son estudiados, principalmente, mediante mediciones directas de fumarolas volcánicas mientras que la determinación del flujo de SO₂ se realiza mediante equipos DOAS localizados en algunos volcanes.

OVDAS cuenta, además, con cámaras de SO₂ (infrarroja y ultravioleta). Estos equipos son capaces de detectar el SO₂ a distancia, y mediante el procesamiento de datos obtenidos, se puede cuantificar la concentración del gas. Al ser imágenes visualizables, ofrecen una mejor comprensión de la dinámica de penachos volcánicos y permiten un seguimiento temporal de este, lo que permite estimar concentraciones de trayectoria o densidad de columna inclinada (SCD⁴, en inglés), determinar la masa de SO₂ para pulsos o eventos puntuales y cuantificar velocidad de ascenso de penachos y tasas de emisión (Mori y Burton, 2006; Bluth et al, 2007; Lopez et al, 2015). La aplicación de la cámara UV para estimar flujo de SO₂, en Chile, se ha desarrollado recientemente en con positivos resultados (Geoffroy, 2014).

En estos términos, en Hawaii ya se ha testado un sistema de monitoreo con base en dos cámaras UV para un estudio continuo del cráter *Overlook*⁵ del volcán Kilauea. El Observatorio Volcanológico de Hawaii (HVO por sus siglas en inglés), cuenta con una estación semipermanente que captura datos a una frecuencia de 0.2 Hz y procesa los datos de

¹ *Correlation Spectrometer y Differential Optical Absorption Spectroscopy*

² *Ozone Monitoring Instrument y Total Ozone Mapping Spectroradiometer*, respectivamente.

³ *Moderate Resolution Infrared Spectrometer y Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer, SpiN Enhanced Visible and InfraRed Imager*, respectivamente.

⁴ Slant Column Density

⁵ El cráter Overlook es un cráter que está al interior del cráter Halema'uma'u del volcán Kilauea. Presenta desgasificación continua.

manera automática, con resultado final la estimación de tasas de emisión de SO₂ (Kern et al, 2014).

El volcán Stromboli, en Italia, también contó con un sistema de cámaras ultravioleta para monitoreo de flujo de dióxido de azufre, desarrollado por el INGV⁶ en Mayo de 2013. Las imágenes fueron capturadas a 0.1 Hz, pero no se procesaron de manera automática (Burton et al, 2015).

Por otra parte, el potencial beneficio del uso de la cámara infrarroja de OVDAS, aplicado al monitoreo volcánico, es que corresponde a un instrumento de fácil operación en terreno (liviana y adquisición automática de datos) y posee una rápida adquisición de datos (hasta 1 Hz), además permite mediciones nocturnas. Sin embargo, no se había desarrollado, en Chile, la metodología necesaria para este fin.

⁶ Instituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia.

Objetivo e hipótesis

Objetivo general

El principal objetivo del presente trabajo es la estimación cuantitativa de tasas de emisión dióxido de azufre (SO_2) en penachos volcánicos, en la tropósfera, mediante el uso de la cámara infrarroja Nicair 1.

Objetivos específicos

1. Desarrollo de metodología apta para la estimación de concentraciones de SO_2 .
2. Estimación de velocidad de desplazamiento del penacho para calcular tasas de emisión
 - a. Aplicación de velocidad del penacho en el cálculo de flujo (masa/unidad de tiempo).
3. Aplicación de la metodología en diferentes centros eruptivos.
4. Validación de flujos estimados mediante su comparación con otras técnicas y/u otros estudios en los mismos volcanes.

Hipótesis

La metodología presentada en este trabajo permitirá la estimación de la concentración y flujo de SO_2 en penachos volcánicos.

Al momento de realizar las mediciones, los volcanes se encontraron en Nivel Verde de alerta volcánica de Sernageomin, es decir sin variación en el nivel de actividad y fenómenos habituales, por lo se espera que la concentración de SO_2 se encuentren dentro de niveles acordes a volcanes con desgasificación pasiva, es decir dentro del rango de 100 a 1000 ton/día.

Marco General

Espectroscopía infrarroja

Introducción

La radiación infrarroja corresponde a la radiación electromagnética con longitudes de onda entre los 0,7 y 1000 μm , justo por sobre el rojo y bajo a las microondas (Figura 4.1 y Figura 4.2).

La interacción de partículas y radiación electromagnética varía dependiendo del tipo de materia y radiación (Figura 4.1). La absorción de rayos X puede provocar ionización violenta. La radiación ultravioleta tiene un efecto ionizante y de saltar a niveles energéticos más altos. En el rango visible, el cuerpo humano absorbe fuertemente causando el cambio en los niveles energéticos. En el rango infrarrojo, la alta absorción hace vibrar las moléculas, con el resultado fisiológico de generar calor por el movimiento vibratorio. Los humanos somos casi transparentes a las microondas, y los movimientos de torsión y rotación a nivel molecular contribuyen levemente en el calentamiento.

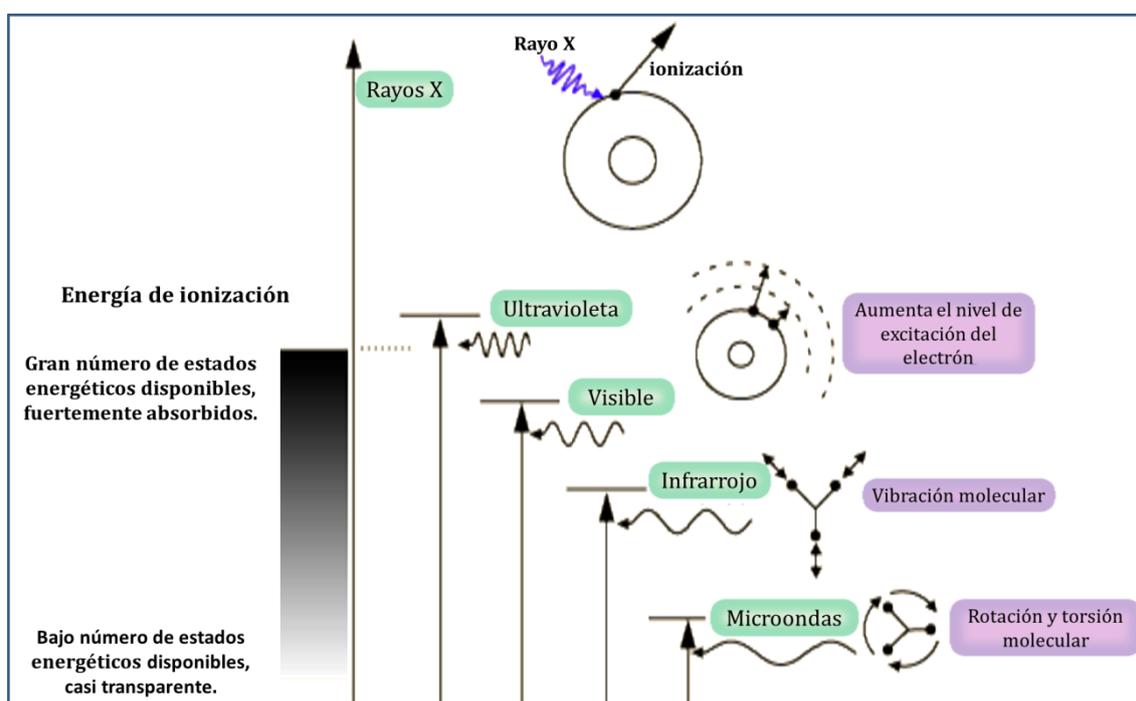


Figura 4.1 Interacción de la materia con diferentes tipos de radiación electromagnética. Modificado de <http://hyperphysics.phy-astr.gsu.edu>

El proceso de absorción de radiación no es aleatorio y existen leyes que rigen este tipo de interacción onda-partícula.

La mecánica cuántica proporciona información sobre los niveles energéticos de la materia. Cada fracción del espectro electromagnético tiene niveles determinados de energía apropiados para excitar cierto tipo de niveles energéticos de la materia, los que a escala atómica y molecular están cuantificados. Para que ocurra absorción de la radiación incidente, deben existir niveles cuantificados de energía disponibles con un tamaño igual al de la energía cuántica de la radiación penetrante (fotón), de lo contrario, el material será transparente a esa radiación específica y esta pasará sin interactuar.

Todo objeto emitirá radiación infrarroja, por lo tanto, desde estrellas hasta el cuerpo humano emiten este tipo de energía. La mayor parte de la radiación emitida por cuerpos a temperatura ambiente o normal corresponde a radiación infrarroja con longitud de onda aproximada de $10\mu\text{m}$, también denominada radiación termal.

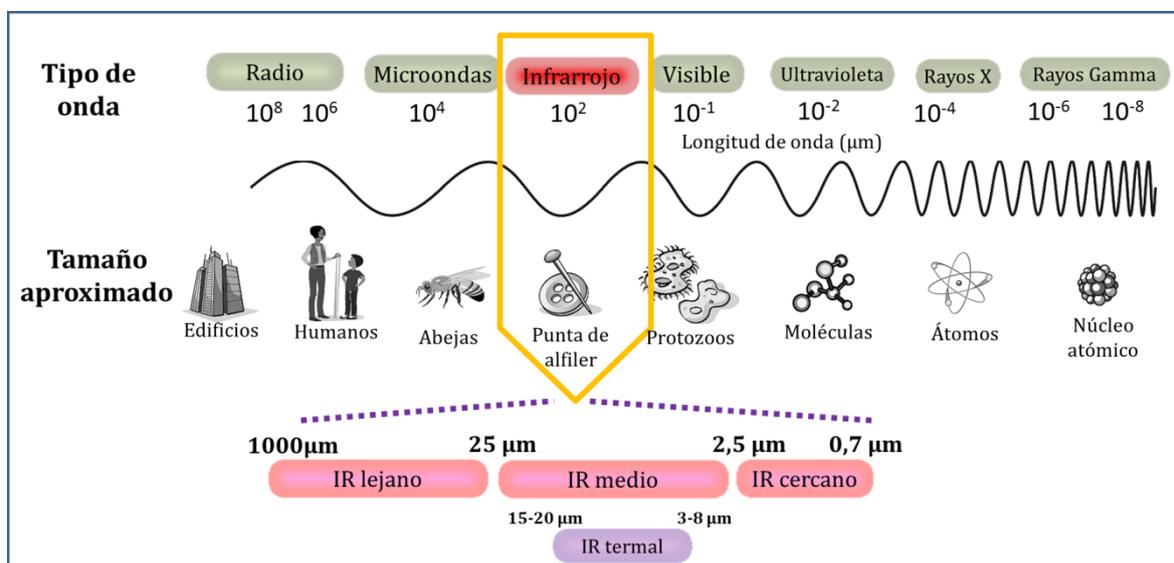


Figura 4.2 Espectro electromagnético (10^8 a $10^{-8}\mu\text{m}$) con el tamaño de las ondas comparadas a objetos del diario vivir. Se muestra también el detalle del espectro infrarrojo ($0,78\mu\text{m}$ a $1000\mu\text{m}$). Para delimitar cada región del espectro IR, se utilizaron valores sugeridos por www.ipac.caltech.edu. Modificado de <http://imagine.gsfc.nasa.gov>

En la Figura 4.2 se observa que el espectro infrarrojo de la radiación electromagnética se extiende desde los $0,78\mu\text{m}$ hasta los $1000\mu\text{m}$. Este se divide en tres fragmentos en función de su cercanía al rango visible y/o tamaño de la onda: cercano o de onda corta, medio y lejano o de onda larga. Sin embargo, los límites de estas regiones espectrales no están bien definidos y pueden variar. El principal factor que determina qué longitud de onda entra en determinado segmento es el tipo de tecnología utilizada en la detección o colección de radiación IR.

En términos de frecuencia espacial (longitud de onda por unidad de distancia), la unidad comúnmente utilizada en este rango es la de centímetros recíprocos (cm^{-1}), también denominado “número de onda”⁷ y se relaciona con la longitud de onda mediante la (1):

⁷ De aquí en adelante las tablas y figuras se mostrarán, mayoritariamente, con la unidad de número de onda.

$$\sigma[cm^{-1}] = \frac{10.000}{\lambda[\mu m]} \quad (1).$$

La longitud de onda con la que un cuerpo emitirá radiación IR con mayor intensidad depende de la temperatura del mismo, y en general, a medida que el cuerpo se enfría, la radiación se hace más intensa a longitudes de ondas más grandes. Esto lleva al desarrollo de tecnologías que utilizan longitudes de ondas específicas para un cuerpo específico.

Ley de Planck

Se denomina cuerpo negro a un cuerpo ideal capaz de absorber la luz en su totalidad, sin discriminar por longitud de onda. Al absorber el 100% de la energía este cuerpo se convierte en un emisor perfecto, es decir, con emisividad 1.

La ley de Planck describe la relación entre la cantidad de radiación emitida a cualquier frecuencia o longitud de onda por un cuerpo negro y la temperatura del mismo. Debe tenerse en cuenta que la temperatura (T) se trabaja en grados Kelvin, la longitud de onda (λ) en micrones y el número de onda (σ) en centímetros recíprocos. La Ley de Planck se puede expresar como función de λ o σ , según las ecuaciones (2) y (3), respectivamente (función de Planck).

$$R_{\lambda}[W m^{-2} sr^{-1} \mu m^{-1}] = \frac{2 \times 10^{24} hc^2}{\lambda^5} \frac{1}{e^{\frac{10^6 hc}{\lambda k T} - 1}} \quad (2).$$

$$R_{\sigma}[W m^{-2} sr^{-1} (cm^{-1})^{-1}] = 2 \times 10^8 hc^2 \sigma^3 \frac{1}{e^{\frac{100 hc \sigma}{k T} - 1}} \quad (3).$$

Con

- $R_{(\lambda \text{ ó } \sigma)}$ Radiancia espectral (energía emitida por unidad de superficie por unidad de ángulo sólido).
- $h = 6,6260693 \times 10^{-34} [W s^{-2}]$ Constante de Planck.
- $c = 2,99792458 \times 10^8 [m s^{-1}]$ Velocidad de la luz.
- $k = 1,380658 \times 10^{-23} [J K^{-1}]$ Constante de Boltzmann.

Temperatura de Brillo

Se define como temperatura de brillo la temperatura superficial que un cuerpo debe tener para que esa superficie tenga emisividad 1. De esta manera, al aplicar el supuesto de emisividad 1 a un cuerpo cualquiera, se asume que se trata de un cuerpo negro, es decir, la temperatura de brillo correspondería a la temperatura que un cuerpo negro debería tener para emitir la radiancia percibida por un sensor cualquiera.

El concepto de temperatura de brillo es una manera descriptiva de caracterizar la radiación en términos de temperatura de un cuerpo negro hipotético que irradia la misma cantidad de radiación a una misma longitud de onda: por lo tanto, la temperatura de brillo de un cuerpo entrega información sobre la intensidad de la radiación emitida por el mismo.

La temperatura de brillo se obtiene aplicando la inversa de la función de Planck a una radiancia determinada (medida o estimada) y se caracteriza por la ecuación (4).

$$T_{R,\sigma}[K] = \frac{\frac{100hc\sigma}{k}}{\ln\left(\frac{2 \times 10^8 hc^2 \sigma^3}{R} + 1\right)} \quad (4).$$

Dependiendo de la naturaleza de la fuente emisora de radiación y cualquier proceso de absorción siguiente, la temperatura de brillo puede ser independiente o altamente dependiente de la longitud de onda de la radiación (www.disc.gsfc.nasa.gov). Por ejemplo, al caracterizar una colada de lava basáltica versus una riolítica

Espectroscopía de SO₂

La espectroscopía se define como los procesos de absorción/emisión y la intensidad de la energía absorbida/emitada a diferentes longitudes de onda los cuales se pueden caracterizar en función de la interacción de la radiación electromagnética con la materia (en cualquier estado)

La espectroscopía de absorción define la porción de la radiación electromagnética incidente que un material absorbe dentro de un rango de longitudes de onda, mientras que la espectroscopía de emisión corresponde al estudio de la luz emitida por la materia. La absorción/emisión se grafica en función de la longitud de onda/número de onda) o frecuencia. De esta manera, cada compuesto tiene su propio y único espectro de absorción o emisión que permite distinguirlo de otros compuestos.

Las características de absorción de radiación infrarroja del SO₂ (peso molecular 64,064), desde los 0 a 4000 cm⁻¹, se pueden observar en la Figura 4. 3. El eje vertical corresponde a las líneas de intensidad de la base de datos HITRAN-2000 (una compilación de parámetros espectroscópicos que son utilizados para estimar y predecir la transmisión y

emisión de la luz en la atmósfera; Rothman et al., 2003), que son directamente proporcional a la absorbancia.

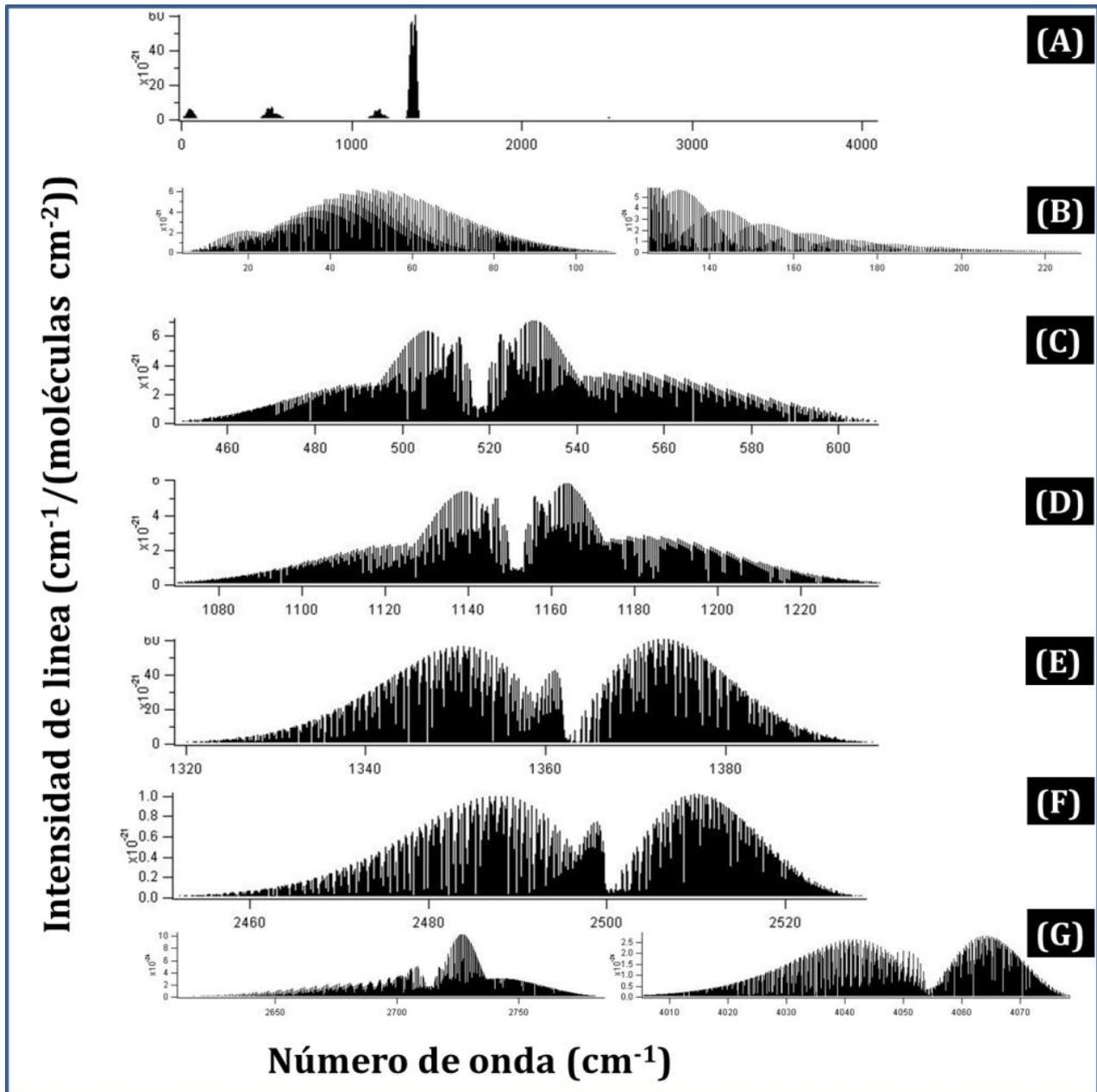


Figura 4. 3. Líneas de intensidad HITRAN para las bandas de absorción de SO_2 entre 0 y 4000 cm^{-1} (A), con el detalle según bandas de absorción principales (B-G). El panel B muestra una distribución de líneas de intensidad cercana a las $6 \times 10^{-21} \text{ (cm}^{-1} / (\text{moléculas cm}^{-2}))$, sin un *peak* definido. Aproximado a esta misma intensidad, se encuentran los paneles C y D que agrupan dos conjuntos de absorción centrados en 510 y 1151 cm^{-1} , respectivamente. El panel E, característica más fuerte del SO_2) muestra el *peak* de absorción en $60 \times 10^{-21} \text{ (cm}^{-1} / (\text{moléculas cm}^{-2}))$. El panel F muestra una particularidad de absorción más débil, centrada en 2500 cm^{-1} y en el panel G se localizan dos rangos más débiles, centrados en 2710 y 4055 cm^{-1} con una intensidad máxima del orden de 10^{-23} y 10^{-24} , respectivamente. Modificado de <http://vpl.astro.washington.edu>

En el gráfico superior (panel A), se muestran las principales características de absorción de SO_2 en su espectro. Las más altas están centradas, aproximadamente, en los 50 , 500 , 1100 y 1360 cm^{-1} , siendo este último el que presenta el mayor *peak* de intensidad (entre

3 a 10 veces mayor que los anteriores). Estos atributos permiten identificar el SO_2 mediante algún método espectroscópico en una muestra cualquiera, pero no son útiles para excluir la existencia de otras sustancias gaseosas que poseen propiedades espectroscópicas en rangos similares. Para encontrar un conjunto específico de longitudes de onda aptas para distinguir un compuesto, deben estudiarse los espectros de absorción de todos los potenciales compuestos presentes en la muestra a analizar y segregarse el que presente menor interferencia.

Para el caso del dióxido de azufre, los máximos de absorción en el rango infrarrojo termal se traslapan con otros gases (Figura 4.4).

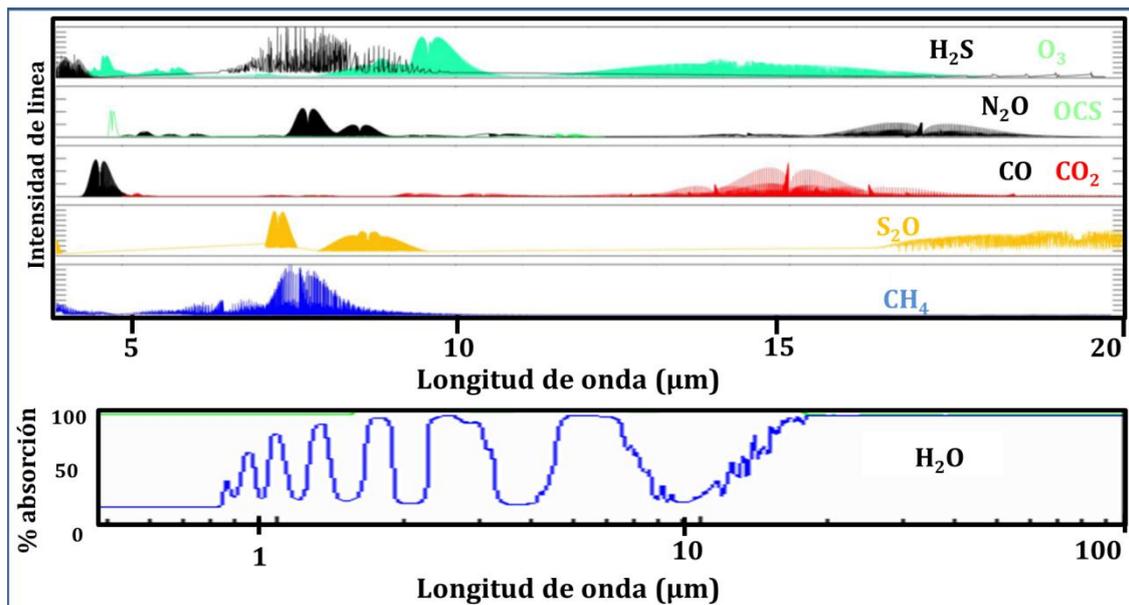


Figura 4.4 Absorción en el rango IR termal para algunas especies comunes en la atmósfera y penachos volcánicos. En el panel superior, la intensidad de absorción está cuantificada en líneas de intensidad ($\text{cm}^{-1}/(\text{moléculas cm}^{-2})$), con los 4 gráficos interiores en la misma escala y la longitud de onda en escala lineal. El panel inferior muestra la absorción, en porcentaje, para el vapor de agua y el eje de las abscisas está en escala logarítmica para a longitud de onda. Modificado de Prata et al 2013., y www.randombio.com/co2.html

Los rangos en que los que la alta absorción IR del SO_2 se traslapan con otros gases son entre los 6 y 9 μm y desde los 17 μm . El primer rango es el más utilizado debido a los dos máximos de absorción que presenta y por la variable, y no tan alta, interferencia que provocan otros gases; en contraste con el segundo rango donde la interferencia principal se produce con el vapor de agua, especie que presenta altísima absorción desde los 12 μm .

Entre los 6 y los 9 μm , el SO_2 tiene los *peaks* de absorción centrados, aproximadamente, en los 7.3 y 8.5-8.6 μm (1369 y 1162 cm^{-1} , respectivamente. Ver Fig 4.3, paneles D y E). Ambos segmentos son utilizados para discriminar este gas en la atmósfera, pero debido a la absorción por parte del H_2O , alta para el primer caso y menor para el segundo, se utilizan en diferentes fracciones de la atmósfera terrestre.

El vapor de agua domina, composicionalmente, la tropósfera alta y baja estratósfera, por lo que, a nivel del suelo, los métodos espectroscópicos se basan en la característica de absorción del SO_2 de los 8.6 μm . De la misma manera, las técnicas satelitales recurren a la

fuerte característica de 7.3 μm , canal en el que el vapor de agua no domina en el trayecto *entre objetivo* y sensor (mayoritariamente el espacio exterior).

Teledetección Remota

Los sensores remotos son sistemas o instrumentos utilizados para adquirir información sobre un objeto a distancia. La percepción o teledetección remota se refiere a la captación de datos mediante un sensor remoto y el posterior procesamiento e interpretación de la información obtenida. En Ciencias de la Tierra, este procedimiento se utiliza con una señal electromagnética emitida y/o reflejada.

Un sensor activo corresponde al instrumento que contiene la fuente de energía, emitiéndola y detectando la reflexión de esta en la materia de estudio (el Radar, por ejemplo). Por otro lado, un sensor pasivo registra la energía emitida por un cuerpo, que puede corresponder a la reflexión de la luz y/o a la emisión por absorción de energía (p. ej. cámara fotográfica). El sol es la principal fuente pasiva utilizada en esta área.

Junto con la fuente emisora de energía, la clasificación de sensores remotos incluye:

- Banda del espectro electromagnético utilizada.
- Ubicación espacial de la fuente emisora y receptora de energía
- Información registrada
- Mecanismos utilizados para captar la información.

Los sensores remotos tienen aplicación en agricultura, cartografía, hidrología, meteorología, geología, entre otras áreas, y pueden ser fijos o móviles. Un ejemplo del trabajo realizado con instrumentos remotos fijos y móviles son las imágenes satelitales. Ellas son el resultado del procesamiento de información obtenida a través de diferentes tipos instrumentos a bordo de satélites que orbitan la tierra (órbita geoestacionaria o helio-sincrónica). Mediante su análisis se obtiene información sobre diferentes aspectos de la tierra (agua, vegetación, nubes, incendios, etc.).

Tipos de sensores y aplicaciones en volcanología

Debido a las condiciones geográficas, clima y otros factores, el estudio in situ de los procesos que ocurren en las cercanías de el o los cráteres y de productos volcánicos tales como columnas eruptivas y flujos piroclásticos, puede ser complejo. En consecuencia, la implementación de la percepción remota para el estudio de los volcanes y la comprensión de los procesos asociados a ellos ha avanzado considerablemente (Mouginis-Mark, 2000).

Los sensores remotos satelitales, aerotransportados, y fijos en la tierra son herramientas cada vez más poderosas para monitorear volcanes activos o potencialmente activos y evaluar su impacto en algún tiempo determinado (Pyle et al, 2013; Tabla 1). Con ellos se puede detectar la presencia de penachos volcánicos durante una erupción, conocer la energía termal emitida, estudiar la deformación, conocer la topografía del volcán, evaluar la distribución espacial de ceniza, gas y aerosoles y referenciar conjuntos de datos para cada volcán para cuantificar futuros cambios.

La principal aplicación de las imágenes satelitales en esta área es la observación de los volcanes y su alrededor, para mapear y distinguir rocas y productos volcánicos (flujos, lavas, entre otros). Luego, en términos de detección de ceniza y gases, el espectro infrarrojo termal presenta gran utilidad (ver sección Espectroscopía de SO₂).

Existen centros de investigación asociados a los proyectos de sensores remotos, que despliegan los resultados “en línea” y de manera gratuita, como es el caso del *Global Sulfur Dioxide Monitoring* de NASA. Este sitio WEB ofrece un procesamiento básico que da cuenta de anomalías de dióxido de azufre en todo el mundo, basado en la información de OMI, junto a otros sensores. O como el caso de MODVOLC, un proyecto de alerta termal de la Universidad de Hawaii y del Instituto Hawaiano de Geofísica y Planetología, que utiliza la información de los sensores MODIS, a bordo de AQUA y TERRA.

Desde la década de los 80, la percepción remota de gases volcánicos mediante instrumentos utilizados a nivel del suelo (estáticos y móviles), ha crecido considerablemente (Oppenheimer y McGonigle, 2004; Tabla 2).

Las cámaras de SO₂ entregan la visión bidimensional del penacho volcánico, y, en una misma imagen, la concentración del gas. Analizando una secuencia de imágenes tomadas desde un mismo punto (análisis temporal), el flujo de SO₂ puede ser estimado (Mori y Burton (2006), Geoffroy (2014) y Stebel et al., (2015) para cámaras UV; López et al (2014) para cámaras IR).

Tabla 1. Ejemplo de instrumentos satelitales y su aplicación en volcanología.

Satélite y/o instrumento	Breve descripción	Aplicaciones volcanológicas
OLI (<i>Operational Land Imager</i>) a bordo de LANDSAT 8	Programa de NASA en conjunto con USGS ⁸ . Utiliza bandas en el rango IR (cercano y de onda corta) y visible, para obtener información de la superficie terrestre.	Presencia y desplazamiento de flujos de lava. Detección de agua (líquido, sólido y vapor). SO ₂
TIRS (<i>Thermal Infrared Sensor</i>) a bordo de LANDSAT 8	Utiliza la radiación en el rango infrarrojo termal.	Detecta cambios en la temperatura de objetos con precisión de 0,1 °C. Útil para detectar columna eruptiva, lava, etc.
GOES 13 (<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>)	Satélite de NOAA ⁹ con bandas en el IR	Presencia, altura y dispersión de columna eruptiva y penacho volcánico.
MODIS (<i>Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer</i>) a bordo de TERRA y AQUA	Proyecto de NASA. 36 bandas espectrales en el IR (termal y cercano) y visible.	Cuantificar ceniza volcánica, hielo, sulfatos y SO ₂ .

⁸United States Geological Survey (Servicio Geológico de Estados Unidos)

⁹National Oceanic and Atmospheric Administration. Centro de estudios oceánicos y atmosféricos de Estados Unidos.

InSAR

(Interferometric Synthetic Aperture Radar)

Radar satelital. Proyecto a cargo de USGS.

Deformación de la superficie.

OMI

(Ozone Monitoring Instrument)
a bordo de AURA

Proyecto de NASA en conjunto con NIVR y FMI¹⁰.
Utilizado para estudiar el ozono y otros parámetros
atmosféricos. Tiene bandas en los rangos IR y visible.

Presencia, dispersión y cuantificación de
SO₂

AIRS

(Atmospheric Infrared Sounder)
a bordo de AQUA

Proyecto de NASA. Utiliza el rango IR del espectro.

Presencia, altura y dispersión de columna
eruptiva y penacho volcánico.

Presencia, dispersión y cuantificación de
SO₂

¹⁰Netherland's Agency for Aerospace Programs y Finish Meteorological Institute.

Tabla 2. Instrumentos remotos que funcionan estáticos en la superficie terrestre, o móviles en ella y/o en una aeronave, modificado de Oppenheimer y McGonigle, 2004.

Instrumento	Rango EM	Opción Móvil	Uso en volcanología
COSPEC (<i>Correlation Spectrometer</i>)	UV.	x	Gases: detecta y cuantifica SO ₂ . Estimar flujo.
DOAS (<i>Differential Optical Absorption Spectrometry</i>)	UV.	x	Gases: detecta y cuantifica SO ₂ . Estimar flujo. Razón BrO/SO ₂ ¹¹
FTIR (<i>Fourier Transform Infrared System</i>)	IR	x	Gases: detecta CO ₂ , CO, OCS, CH ₄ . Razones SO ₂ /HCl ¹²
FLIR (<i>Forward Infrared instrument</i>)	IR	x	Estudio termal de aspectos del volcán.
LI COR		x	Gases: Cuantificar CO ₂
Cámaras (<i>Envicam, Nicair</i>)	SO ₂ . UV e IR		Gases: Cuantificar SO ₂ . Detectar ceniza (solo IR ¹³)

Cámaras de SO₂.

Las primeras cámaras de SO₂ con aplicaciones volcanológicas fueron desarrolladas en la década del 2000, utilizando la filtración de luz ultravioleta y la relación de Beer-Lambert para calcular la concentración del gas (Mori y Burton 2006; Bluth et al., 2007). Los principios básicos detrás del funcionamiento de las cámaras no han variado considerablemente en el tiempo, sin

¹¹ Tipo *Scan DOAS* (Lubcke et al, 2014)

¹² Oppenheimer et al, 2006.

¹³ Hasta la fecha de este estudio

embargo la refinación de las técnicas de adquisición de imágenes y la comprensión de los procesos físicos han mejorado los instrumentos (Kern et al., 2015).

Por otra parte, la aplicación de filtros para detectar SO₂ en el rango infrarrojo está documentada con la presentación de Cyclops, una cámara desarrollada para detectar SO₂ y ceniza, cuyos filtros fueron seleccionados a partir de simulaciones de transferencia radiativa (Prata y Bernardo, 2014). De similar manera, un análisis en la sensibilidad y el desarrollo del procedimiento para obtener SO₂ y ceniza en penachos volcánicos mediante una cámara termal infrarroja mostró límites detectables entre los 0.5 y 2 g/m² para concentraciones columnares de SO₂ (Corradini, et al., 2010).

Recién en 2014 se publican los primeros resultados de concentración de SO₂ en penachos volcánicos mediante el uso de una cámara infrarroja, las bases físicas del procedimiento de detección y cuantificación de la concentración del gas (Prata y Bernardo, 2014) y la obtención de SO₂ mediante mediciones simultáneas en el rango UV e IR en penachos volcánicos (cámara UV y un equipo FLIR) también se muestra posible (Barnie et al., 2015).

Cámara Infrarroja NICAIR 1.

La siguiente sección presenta brevemente las bases físico-matemáticas de la relación entre temperatura de brillo y radiancia, la que permite convertir los datos obtenidos con la cámara IR a valores de concentración del gas por unidad de distancia o área en la imagen: ppm, moléculas/cm², g/m² (Prata y Bernardo, 2014). Con el análisis temporal de estas imágenes, se estima el flujo en kg/s o ton/día.

Instrumentación y softwares

Cámara digital infrarroja: Nicair I

Nicair 1 es una cámara infrarroja (Figura 4. 5), desarrollada por NICARNICA AVIATION¹⁴, empresa noruega dedicada a la investigación y desarrollo de tecnología ultravioleta e infrarroja para la detección remota de gases y partículas, desde tierra y sistemas aéreos. Esta cámara detecta SO₂ y material particulado presentes en la atmósfera hasta distancias de 20km. Funciona basado en la estimación de la intensidad de la radiación electromagnética en el espectro infrarrojo termal (7 a 14 μm) de diferentes partículas, discriminando según longitud de onda dentro de ese rango específico utilizando filtros. Debido a que su funcionamiento es independiente a la presencia de luz solar, la cámara puede operar las 24 horas del día.

El instrumento (Figura 4. 6, Tabla 3) contiene un detector (*Focal Plane Array* FPA) sensible a la exposición de radiación. La señal detectada (radiación) es convertida en energía (voltaje) y mediante un digitalizador, microprocesador y un puerto de comunicación, la señal eléctrica es convertida a un valor numérico (números digitales)¹⁵, almacenados en una matriz de datos. Para compensar la detección de auto emisiones, producto de la temperatura interna del

¹⁴ www.nicarnicaaviation.com

¹⁵ En adelante, los términos “conteos” o “números digitales (ND)” se utilizan para referir al valor numérico de cada pixel de las matrices de datos

equipo, la cámara NICAIR I tiene 4 sensores de temperatura, con sensibilidad de 1,5 mK, para conocer la temperatura interna del aparato.

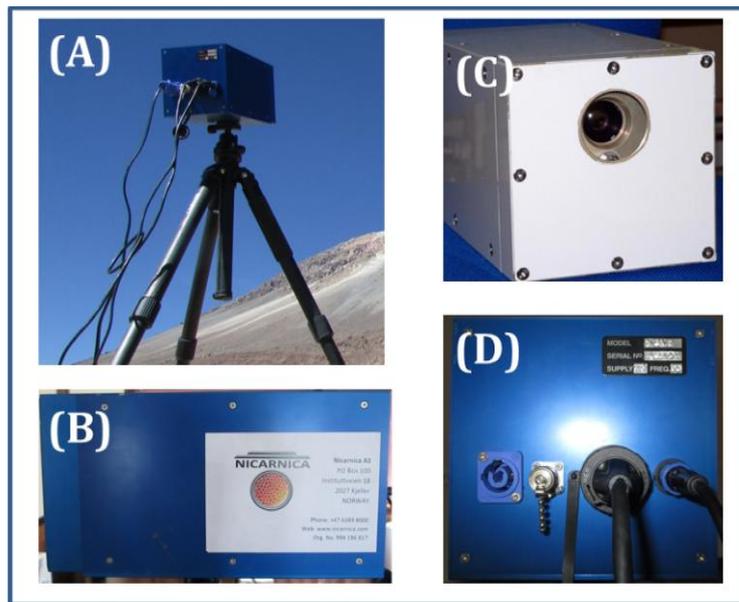


Figura 4. 5. Cámara infrarroja Nicair 1. (A) Vista de Nicair en posición de trabajo en terreno, con conexión a computador y fuente de energía en parte trasera. (B). Vista lateral: datos de contacto de la empresa fabricante. (C) Vista frontal con apertura para lente. (D) Vista trasera: conexión de cables y placa identificadora con modelo, número de serie y características de suministro energético.

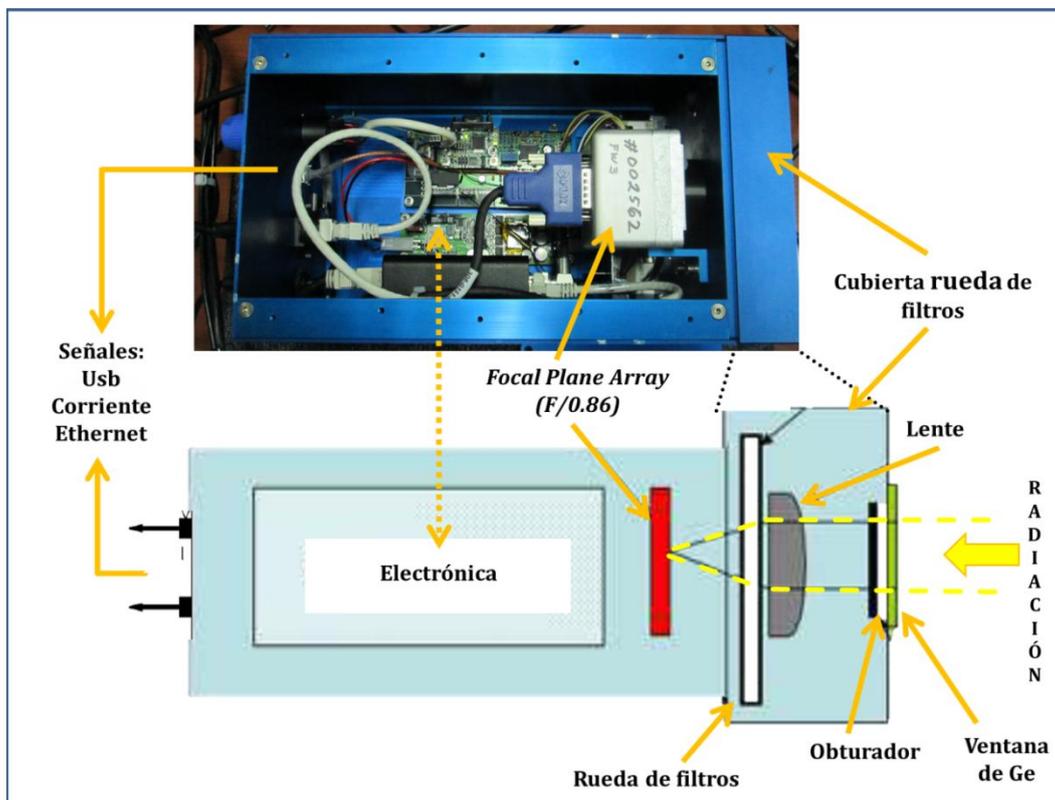


Figura 4. 6. Principales componentes de la cámara. Superior: Vista superior del interior de la cámara (cubierta removida). Inferior: Perfil lateral esquemático de los componentes básicos. Nótese que el diseño implica que detrás del lente solo están los filtros. Además, cualquier cuerpo capaz de absorber o emitir radiación electromagnética debe colocarse frente al lente. De esta manera se asegura que la radiación del lente es debidamente considerada. Imagen inferior modificada de Prata et al, 2013.

Tabla 3. Especificaciones técnicas de la cámara infrarroja.

Longitud de onda [μm]	Número de onda equivalente
8,6	1.164,78
10	999,484
10,9	923,243
7,3/8-12	~1370 – 833 999,484

DetECCIÓN DE SO₂

La principal característica de la cámara infrarroja es la posesión de filtros para distinguir las diferentes partículas en la atmósfera (ceniza y SO₂). Estos corresponden a canales centrados en una longitud de onda determinada. El modelo¹⁶ utilizado en este estudio cuenta con una rueda apta para 5 filtros y está equipado con 4, (Tabla 4).

Tabla 4. Descripción del objetivo de los filtros contenidos en la NICAIR 1.

Número de filtro	Objetivo	Longitud de onda [μm]	Número de onda equivalente
1	SO ₂	8,6	1.164,78
2	Ceniza y corrección atmosférica	10	999,484
3	Ceniza y corrección atmosférica	10,9	923,243
4	Banda ancha	7,3/8-12	~1370 – 833 999,484 ()

La cámara infrarroja es un instrumento diseñado para funcionar a nivel de suelo (o en una aeronave de vuelo bajo¹⁷), por ende, para determinar la concentración de SO₂ se utiliza el filtro centrado en 8.6 μm (filtro 1). Para la detección y estimación de masa de ceniza (silicatos tamaño ceniza) – procedimiento que escapa a esta memoria – se utilizan los filtros 2 y 3, centrados en 10 y 10.9 μm, respectivamente. Para detectar el vapor de agua y corregir los efectos atmosféricos, se utiliza también el filtro 3¹⁸, ya que presenta mayor absorción de radiación en el IR termal. La banda ancha o filtro 4 se utiliza para visualizar las imágenes en el rango de absorción más amplio.

En la Figura 4. 7 se observa la respuesta de cada uno de los filtros presentes en la Nicair I y la absorción del SO₂ en el rango de funcionamiento del filtro 1, en función del número de onda y longitud de onda (barra superior).

Para obtener una estimación de la concentración de dióxido de azufre en un penacho volcánico, se deben tomar imágenes con al menos los filtros 1 y 2 o 1 y 3.

¹⁶ A la fecha de entrega de este trabajo, los 3 modelos de NICAIR 1 presentes en Chile poseen esta configuración de filtros, sin embargo existen otros modelos de NICAIR 1 con un filtro adicional (12μm).

¹⁷ Donde el vapor de agua aún predomina composicionalmente en la tropósfera.

¹⁸ También denominado “corrección atmosférica” debido a que en la tropósfera, la absorción en el IR termal está altamente influenciado por el vapor de agua.

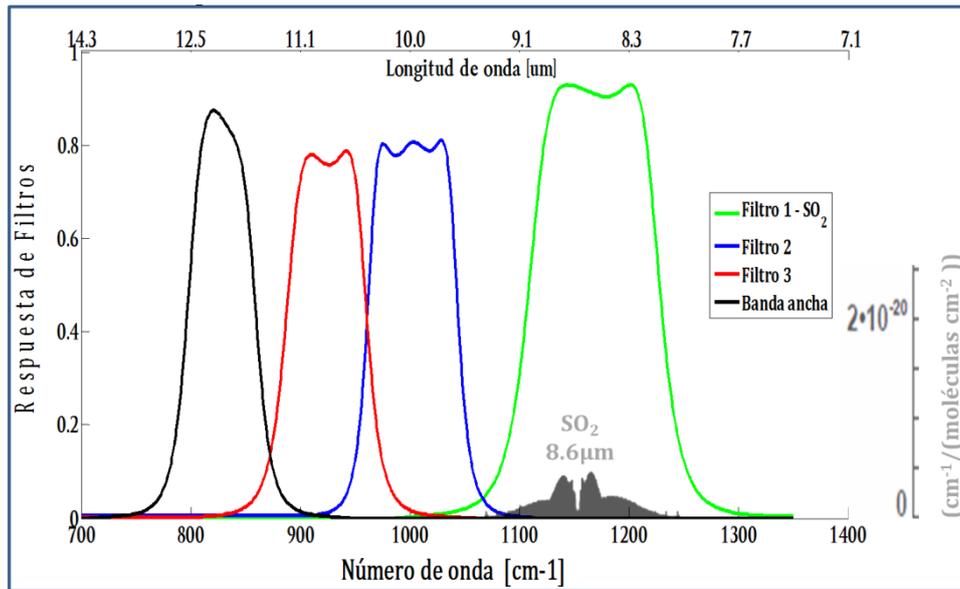


Figura 4. 7. Detalle de la respuesta de los 4 filtros presentes en la Nicair 1 y la absorción del SO₂. Los valores fueron proporcionados por el fabricante y graficados en Matlab. El eje vertical izquierdo corresponde a los filtros (normalizado, donde 0 corresponde a nula absorción y 1 al máximo funcionamiento de los filtros) y el eje vertical de la derecha corresponde a la absorción del SO₂ en líneas de intensidad (escala lineal). Los ejes verticales corresponden a la longitud de onda (superior) y número de onda (inferior).

El método de estimación de la concentración de SO₂ se basa en el contraste de la concentración en un penacho volcánico producto de la desgasificación de un magma (< de 10 ppm para penachos diluidos a tan solo 10 km de la fuente emisora) versus las concentraciones atmosféricas “normales” que están en el orden de 0,00001 a 0,07 ppm (Oppenheimer et al, 1998).

La radiación que medirá la cámara en el filtro I_i , se descompone por segmento de materia de interés, en este caso, el penacho volcánico y la atmósfera adyacente (por delante y detrás de cuerpo de atmósfera que corresponde al penacho) (Prata y Bernardo, 2014; Figura 4. 8).

$$I_i(\theta) = I_i^f(\theta, \phi) + I_i^p(\theta, \phi) + I_i^b(\theta, \phi) \quad (5).$$

Con

- θ Ángulo de elevación
- ϕ Ángulo de inclinación lateral (o azimut)
- I_i^p Radiancia emitida por el penacho y radiación atmosférica atenuada por el mismo.
- I_i^b Radiancia emitida desde el cielo detrás del penacho (*background* o plano de

- $k = 4,3235 \times 10^{-5} [\mu\text{mol mol}^{-1} \text{m}^{-1}]$ Coeficiente de absorción integrado a lo largo de la respuesta del filtro 1.
- ϵ (*adimensional*) Emisividad efectiva ((7)).
- θ_c Ángulo de elevación para cada fila
- ϕ_c Azimut para cada columna

$$\epsilon = A_{ptf} * \frac{\left[(\Delta T_{i,j}^p - \Delta T_{i,j}^0) - \Delta T_i^p \left(1 - \frac{\Delta T_{p,j}}{\Delta T_{p,i}} \right) \right]}{\Delta T_{p,j} \left(1 - \frac{\Delta T_i^p}{\Delta T_{p,i}} \right)} \quad (7).$$

Donde cada ΔT corresponde a diferencias de temperatura de brillo de imágenes obtenidas con diferentes filtros (i : sensible al SO_2 y j : no sensible al SO_2), considerando presencia y ausencia del penacho (superíndice p y 0 , respectivamente), con una temperatura de penacho igual a T_p .

Con

- A_{ptf} Factor de transmitancia atmosférica = 0.8 (Helen Thomas, comunicación personal).
- $\Delta T_{i,j}^p$ $T_i^p - T_j^p$: Diferencia de temperatura de brillo del penacho entre filtro i y filtro j .
- $\Delta T_{i,j}^0$ $T_i^0 - T_j^0$: Diferencia de temperatura de brillo sin penacho presente.
- ΔT_i^p $T_i^p - T_i^0$: Diferencia de temperatura de brillo en el filtro i entre el penacho y la atmósfera sin penacho.
- ΔT_j^p $T_j^p - T_j^0$: Diferencia de temperatura de brillo en el filtro j entre el penacho y la atmósfera sin penacho.

- $\Delta T_{p,i}$ $T_P - T_i^0$: Diferencia de temperatura entre el penacho y la temperatura de brillo en el filtro i sin penacho.
- $\Delta T_{p,j}$ $T_P - T_j^0$: Diferencia de temperatura entre el penacho y la temperatura de brillo en el filtro j sin penacho.

Dado que ϵ , θ_C y ϕ_C varían para cada fila (nl) y columna (nc) dentro de la imagen, m^* también. Por lo tanto, para cada pixel de la imagen se debe calcular θ_C y ϕ_C .

Estos dependerán del *pitch* del pixel en el detector ($pt = 2,5 \times 10^{-6} m$) y de la distancia focal de la cámara ($F = 2,5 \times 10^{-3} m$) según las ecuaciones siguientes:

$$\theta_{C_{nl}} = 2 * \tan^{-1} \left(\frac{nl * pt}{2 * F} \right) + \theta_0 \quad (8).$$

$$\phi_{C_{nc}} = 2 * \tan^{-1} \left(\frac{nc * pt}{2 * F} \right) - \frac{\phi_0}{2} \quad (9).$$

Con

- θ_0 Ángulo de elevación para la cámara
- $\phi_0 =$ Corrección por ángulo para el campo de visión para que $\phi_{C_{nc}}$ comience desde el centro de la imagen.

$$\phi_0 = 2 * \tan^{-1} \left(\frac{512 * pt}{2 * F} \right)$$

La elevación de la cámara se calcula mediante la (10)., que depende de la estimación de pix_h .

$$\theta_0 = \cos^{-1} \left(\frac{D * pix_h * 512}{1000 * 2 * \tan(FOV_V)} \right) \quad (10).$$

Con

- D Distancia horizontal a la fuente de emisión (km).
- FOV_V Ángulo vertical del campo de visión de la cámara (FOV= horizontal (FOV_H) = 36, vertical 29).
- pix_h Dimensión vertical del pixel (m).

Sin embargo, relaciones empíricas de las mediciones demuestran que el ángulo θ_0 varía entre 0 y 10°, por lo que se puede ajustar este valor. (Helen Thomas, comunicación electrónica), debido a irregularidades en la superficie donde se dispone el trípode. En consecuencia, se puede proceder de manera inversa, calculando pix_h a partir del ángulo de elevación.

Se definen, entonces, dos métodos de determinar la elevación:

- a. Ajustar θ_0 entre 0 y 10° (idealmente para casos en que la distancia al objetivo es mayor a 10 km)
- b. Estimar la dimensión vertical del pixel desde las imágenes: encontrar alguna característica en las imágenes para la que se conozca su largo y dividir por la cantidad de pixeles de ese objeto en la imagen.

Las ecuaciones se utilizan para calcular pix_h y pix_w .

Ancho de pixel

$$pix_w = \frac{2 * \tan\left(\frac{FOV_H}{2}\right) * D * 1000}{644} \quad (11).$$

Alto de pixel

$$\frac{pix_h = 2 * \tan(FOV_V) * \frac{D}{\cos(\theta_0)} * 1000}{512} \quad (12).$$

La Figura 4. 9 representa la configuración de la cámara y algunos supuestos mencionados. Asumir un penacho plano-paralelo facilita el álgebra de las ecuaciones, mientras que la ecuación de transferencia permite tratar cuerpos uniformes como cuerpos negros a una temperatura representativa. Esto último se asume en el caso del *background*, que sería atenuado por los gases absorbentes. Para el caso de un penacho opaco, se puede descartar la radiación del *background*, que para efectos de la estimación de la radiación del penacho solo interesa su interferencia y no la estructura radiativa de cada plano.

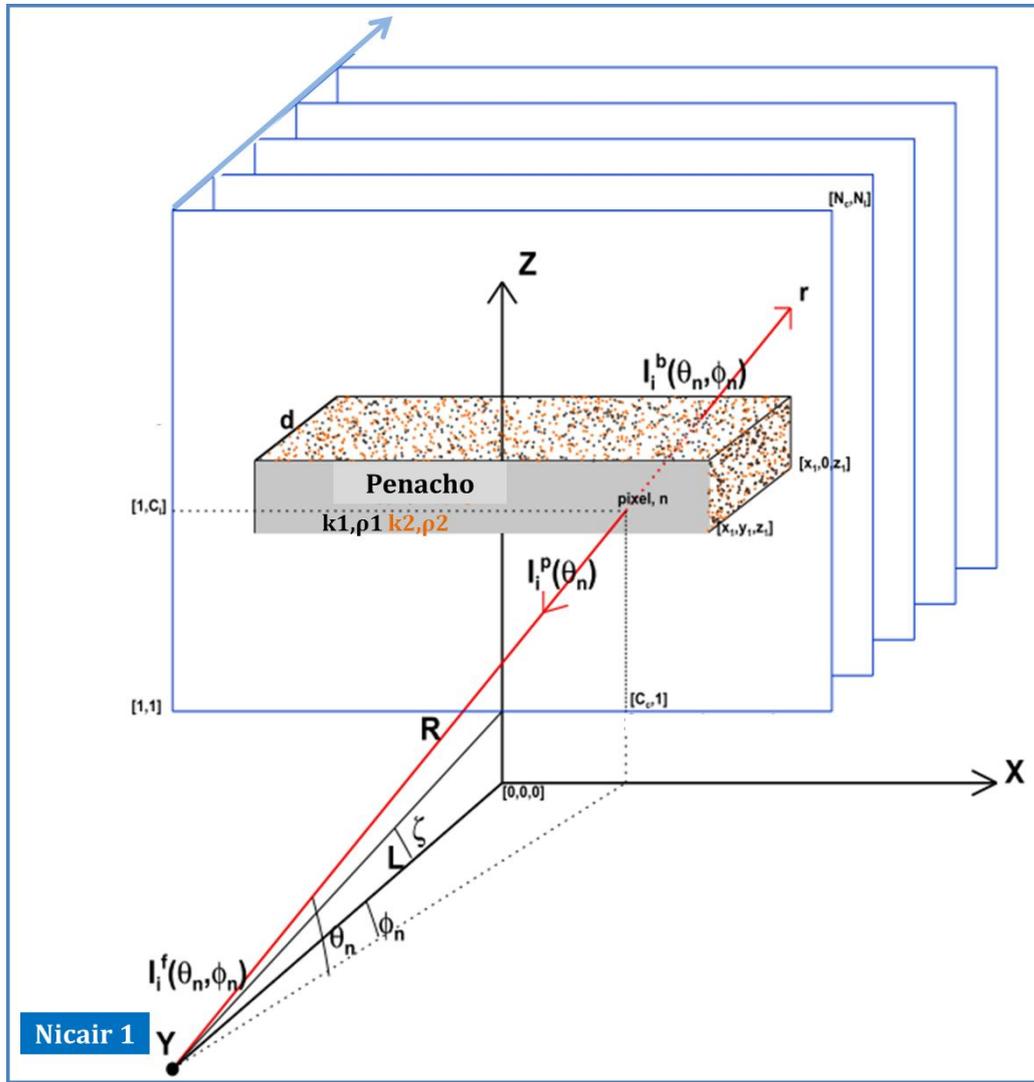


Figura 4. 9. Geometría para realizar las observaciones y mediciones de un penacho y elementos necesarios para la estimación de la concentración de SO₂ en este.

Se debe aplicar una corrección vertical por la dependencia de la radiación IR y la altura, que se mantiene al trabajar con temperaturas de brillo (Prata y Bernardo, 2014). Las imágenes capturadas se procesan y modifican utilizando las mismas unidades de medidas. Finalmente, al aplicar la (7), las imágenes procesadas se obtienen en concentración de ppm, y pueden visualizarse en esa unidad.

El procedimiento descrito anteriormente, asume los siguientes supuestos:

1. El penacho se compone, principalmente, de la mezcla de 2 gases: H₂O y SO₂, cada uno con su coeficiente de absorción k_1 y k_2 ²⁰ con densidad ρ_1 y ρ_2 , respectivamente.
2. No hay dispersión al interior del penacho, por lo que los procesos en su interior son de absorción-emisión.
3. Los coeficientes de absorción son invariantes a lo largo de la trayectoria de absorción y la temperatura del penacho permanece constante (penacho en equilibrio termodinámico).
4. El penacho es plano-paralelo y la radiación en su interior está dominada por la ecuación de transferencia radiativa de Schwarzschild²¹.
5. La radiación capturada por los filtros se realiza bajo una única longitud de onda para cada uno.

Flujo

El flujo se calcula realizando la integración de la concentración a lo largo de una transecta perpendicular al desplazamiento del penacho, multiplicado por la velocidad de desplazamiento del penacho. En unidad de toneladas métricas por día (F_{SO_2}) se estima según la (13, modificada de López (2013)).

$$F_{SO_2}[t/d] = vf \int C(W)dW \quad (13)$$

Con

- v Velocidad de desplazamiento del penacho (m/s)
- f Factor de conversión para SO₂: 0,0002262 (t s ppm⁻¹ m⁻³ d⁻¹)
- W Ancho del penacho (m)
- $C(W)$ Concentración lineal de SO₂ (ppmm) en el penacho

Al realizar travesas perpendiculares al desplazamiento del penacho, la integral se puede reemplazar por una sumatoria, discretizando el espacio de la transecta al ancho del pixel (o largo o diagonal, dependiendo del desplazamiento del penacho), y la concentración total del penacho a la concentración lineal en cada pixel de la línea en particular (Ec. 10) .

²⁰ Esto se deduce de los filtros utilizados, donde no hay interferencia de absorción de radiación por parte de otros gases.

²¹ Ver anexo

$$F_{SO_2}[t/d] = vf \sum_1^n c(w)dw \quad (14)$$

Con

- w Dimensión pixel: ancho, alto u oblicuo. (m)
- $c(w)$ Concentración lineal de SO₂ (ppmm) en el pixel

El coeficiente f se obtiene del traspaso de la unidad lineal ppmm a la unidad de masa/área considerando correcciones atmosféricas y las propiedades químicas del gas, de acuerdo a la ecuación 11 (modificada de Williams-Jones et al., 2008).

$$f [t s ppm^{-1}m^{-3}d^{-1}] = \rho_{SO_2} * Cf_{STP} * 0,001 * 10^{-6} * 86.400 \quad (15)$$

Con

- ρ_{SO_2} Densidad de SO₂ a condiciones estándar de presión y temperatura = 2,8579691 kg/m³ a 0°C (273,15K) y 101.325 kPa.
- Cf_{STP} Factor de conversión para el cambio de densidad de 0 a 25°C, a 101.325 kPa, 0,9161496 = 273,15/298,15.
- 0,001 Cambia la unidad de kg de ρ_{SO_2} a toneladas métricas
- 10⁻⁶ Cambia las unidades de ppm a unidad de masa (ppm = 1 en un millón)
- 86.400 Son los segundos que hay en un día.

Para calcular el flujo en unidad de kg/s no se considera el factor 86400 ni la conversión a toneladas métricas. En consecuencia el coeficiente f se expresa como

$$f [\text{kg ppm}^{-1}\text{m}^{-3}] = \rho_{\text{SO}_2} * Cf_{\text{STP}} * 10^{-6} \quad (16)$$

Para cambiar la unidad ppmm a g/m^2 , y así visualizar las imágenes en una unidad de masa, se utiliza directamente el factor de conversión $f' = 2,62 * 10^{-3} [\text{g m}^{-3}\text{ppm}^{-1}]$ que corresponde a:

$$\text{SO}_2 \left[\frac{\text{g}}{\text{m}^2} \right] = \text{SO}_2[\text{ppmm}] * f' \quad (17)$$

Con

$$f [\text{g m}^{-3}\text{ppm}^{-1}] = \rho_{\text{SO}_2} * Cf_{\text{STP}} * 10^3 * 10^{-6} \quad (18)$$

Donde se ha cambiado el factor de conversión de masa y no se incorpora el tiempo, con:

- 10^3 Cambia la unidad de kg de ρ_{SO_2} a gramos métricos

Cada imagen procesada mostrará la concentración del gas en un momento particular, en ppmm o g/m^2 (Figura 4. 10). Al realizar mediciones en intervalos de tiempo conocido, es posible evaluar la tasa de cambio de la concentración de SO_2 en el penacho volcánico. Al considerar la velocidad de desplazamiento del penacho²² se pueden estimar flujos gaseosos emitidos (análisis temporal de las imágenes).

²² Velocidad lateral, vertical u oblicua con respecto al centro de emisión.

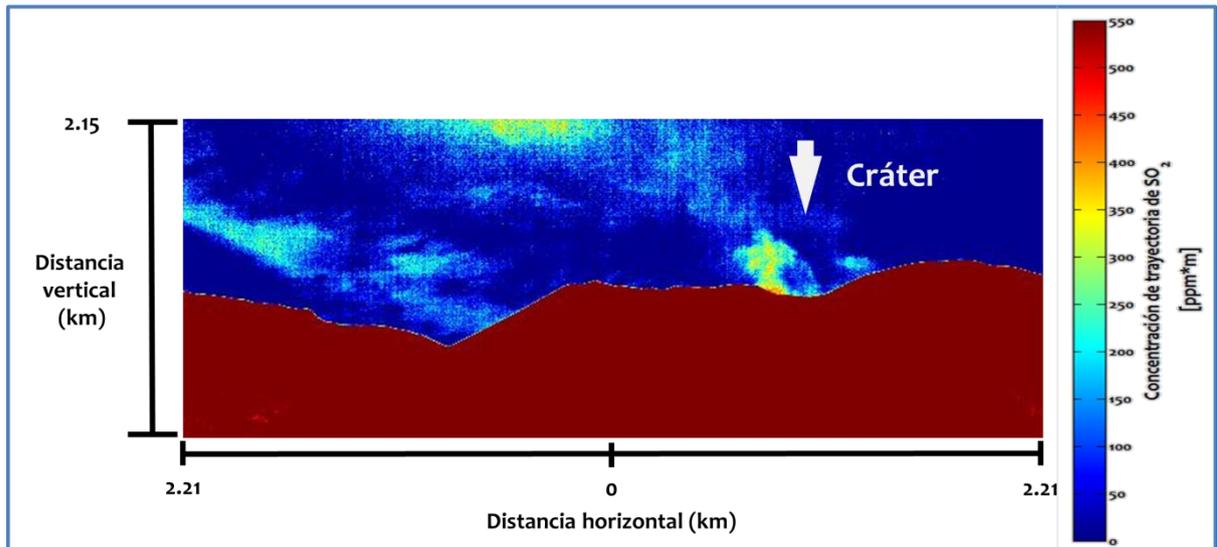


Figura 4. 10. Ejemplo de una imagen que muestra la concentración de SO₂ (ppmm) para el Volcán Lásca. Medición flanco norte el 11-12-2013.

De esta manera, y a diferencia de otros métodos de detección remota, es posible visualizar la variación temporal (comparando cada imagen) y espacial (variaciones dentro del penacho) del contenido de SO₂ y determinar la dinámica de este.

En la Figura 4. 11 se observa la concentración lineal de SO₂ en el Monte Etna (Italia), para 6 momentos diferentes. Las imágenes fueron capturadas a 17 km del volcán, con el primer prototipo (Cyclops) de la cámara Nicair 1, que incluye el filtro de 12 μm. El penacho muestra una dispersión hacia la izquierda desde el centro de emisión y se comporta diferente en cada cuadro. Para los primeros 4 cuadros, la emisión es continua, mientras que para el cuadro 5 (inferior izquierda) no se observa emisión (o muy pobre) y en el panel 6 (inferior derecha) se observa un pulso con una pequeña columna dispersada hacia la izquierda.

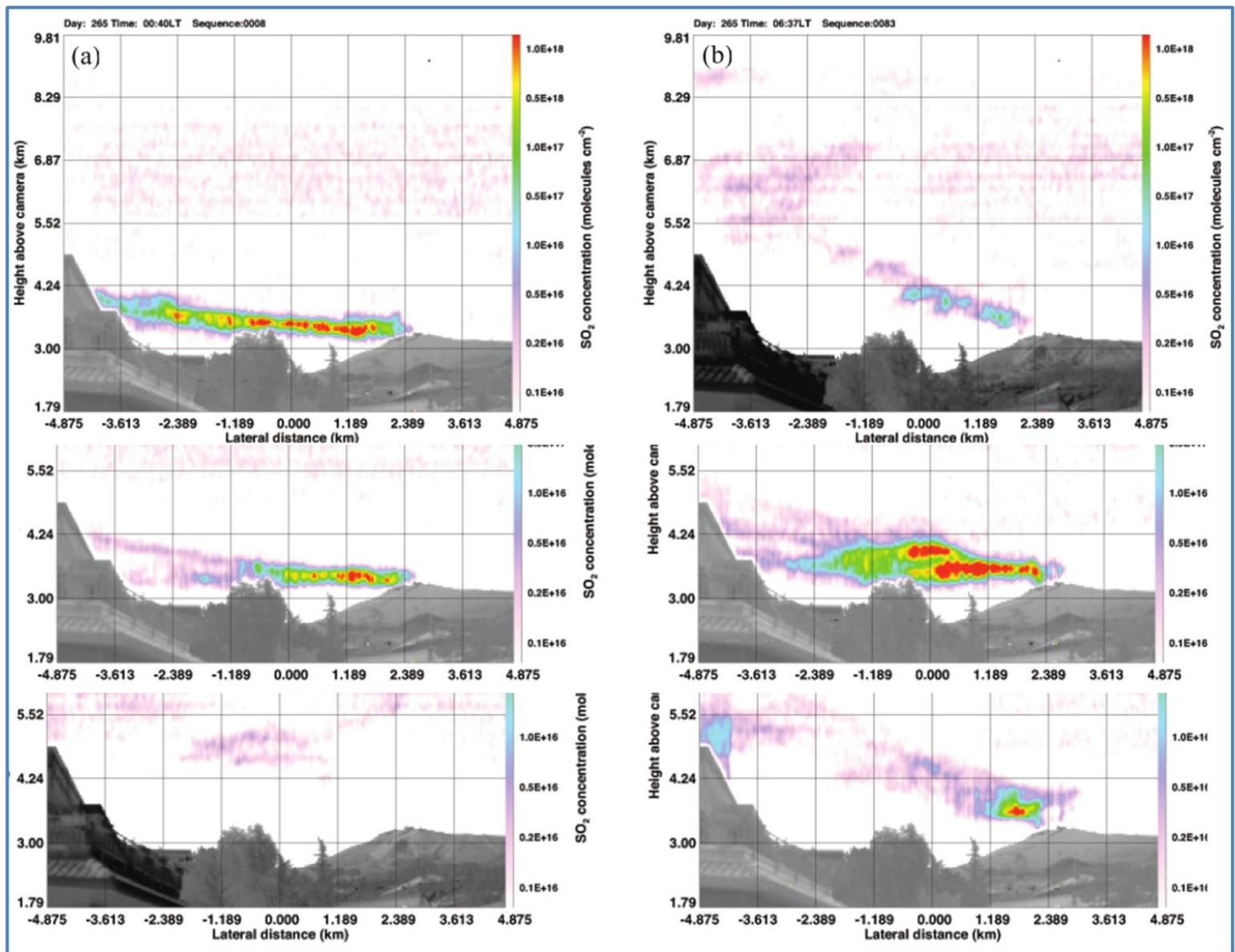


Figura 4. 11. Secuencia de imágenes de concentración de SO₂, en el volcán Etna, Italia. Temporalidad por panel de imágenes de izquierda a derecha y hacia abajo. Cada cuadro ilustra un momento diferente de emisión. La unidad de concentración lineal es moléculas/cm² (Prata y Bernardo 2014).

Velocidad de desplazamiento del penacho y dimensiones del pixel.

Para la estimación del flujo, debe conocerse la velocidad de desplazamiento del penacho, la cual puede ser calculada a partir de dos procedimientos cuando no se conoce in situ: Seguimiento de pixel y modelos atmosféricos globales.

El primero considera el seguimiento de alguna característica del penacho (pixel o conjunto de pixeles) a lo largo de las secuencias. Esta técnica se conoce como '*feature tracking*' en inglés. Basado en la temporalidad de las imágenes y sus dimensiones se puede determinar la distancia recorrida en un tiempo dado.

El segundo es aplicable en volcanes con desgasificación tranquila, es decir, sin grandes pulsos de gas ni erupciones. Basado en que la velocidad de desplazamiento estará mayormente influenciada por la velocidad del viento a nivel del cráter y en los niveles superiores se puede determinar la distancia recorrida en un tiempo dado.

Un ejemplo del segundo caso, es la base de datos READY²³ del modelo de datos GDAS, propiedad del laboratorio de investigación ARL²⁴ (*Air Resources Laboratory*), de NOAA (*National Oceanic and Atmospheric Administration*). Los datos son estimados mediante modelos numéricos que calculan las variables atmosféricas para cualquier punto del globo, basado en la temperatura, presión y otras variables termodinámicas. Para obtener la velocidad del viento se debe ingresar la posición geográfica y fecha de interés. Luego seleccionar el tipo de entrega de datos (meteograma, rosa de vientos, sondeo, entre otros).

La velocidad del viento se extrajo de esta base de datos mediante el sondeo para los casos que se mencionan según corresponda.

La cámara debe ser posicionada en altura, mediante un trípode idealmente. Debe observarse una imagen tal que el penacho y la parte superior del edificio volcánico cubran un área determinada de la misma con una razón volcán:cielo inferior a 1:3, y que el penacho no esté cubierto por nubes, y que se observe cielo descubierto (sin nubes ni penacho). Para esto, al montar la cámara se debe visualizar la imagen. Esto se realiza mediante una opción de vista del CYCLOPS.

La máxima distancia a la cual la cámara tiene una buena detección de SO₂ es 20km, sin embargo la distancia óptima es 10km.

La orientación de la cámara debe ser, idealmente, perpendicular al desplazamiento del penacho para así minimizar el *pathlengthy* no sobreestimar la cantidad de radiación detectada.

Las condiciones atmosféricas óptimas para tomar datos son escasa o nula nubosidad y humedad. En caso de que esté nublado, se debe asegurar que el *background* sea lo más homogéneo posible.

No será correcto tomar imágenes con nubosidad por delante del penacho puesto que estas serán objetos de interferencia (parte del plano de frente).

Existen dos opciones respecto a la fuente de energía: Se puede conectar la cámara a una fuente de alimentación domiciliaria (220V, 50Hz) o conectarla a una batería portátil (12V, 50Hz).

²³<http://www.ready.noaa.gov/READYcmet.php>

²⁴ <http://www.arl.noaa.gov/>

La primera es útil al momento de realizar las mediciones de calibración requeridas en laboratorio, mientras que la segunda es sugerida en terreno.

Para el caso de la segunda opción, es recomendable cargar con una batería destinada específicamente para este fin; sin embargo se puede utilizar la batería que utiliza el medio de transporte en terreno (auto, camioneta, etc.).

Para la adquisición de datos, se requiere contar con un ordenador que esté conectado a la cámara mediante el cable de traspaso de datos LAN y USB. Todo dato capturado por el equipo es almacenado en el ordenador, mediante el *software* CYCLOPS. Este programa fue proporcionado por los desarrolladores de la cámara, y corresponde al centro de control de la misma. Mediante el programa se coordinan las siguientes actividades:

- Iniciar, pausar, y finalizar captura de datos.
- Seleccionar o crear nueva carpeta de almacenamiento de los datos.
- Modificar cantidad de filtros a utilizar según objetivo de la medición.
- Modificar orden y momento de la captura de imágenes de referencia²⁵

Además entrega información antes, durante y posterior a las mediciones:

- Temperatura de los 4 sensores instalados en la cámara en todo momento
- Visualización de la imagen (escala de grises) captada con la cámara sin necesidad de realizar mediciones.
- Visualización de imagen (en RGB) de la secuencia recién capturada.

Captura de imágenes y visualización

Cada captura de datos, debe ir acompañada de las siguientes observaciones:

- Elevación de la cámara
- Azimut (dirección en que está orientada la cámara).
- Posición de la cámara (ubicación con GPS y/o *Google Earth*)
- Hora (local y UTC)
- Dinámica de la emisión (comportamiento del penacho)
 - Especificar la temporalidad de eventos notorios (pulso notorio, disminución de emisión visible, cambio en la dirección en el desplazamiento del penacho, etc).

Para simplificar el vocabulario, se definen los siguientes términos

- DATO: matriz de valores correspondientes a los números digitales convertidos por el detector de la cámara. Tamaño: (512x644)

$$DATO = \begin{pmatrix} (1,1) & \cdots & (1,644) \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ (512,1) & \cdots & (512,644) \end{pmatrix}$$

- SECUENCIA: grupo de imágenes capturadas con cada uno de los filtros. Cada secuencia se trabaja como un evento temporal de captura de imágenes, a pesar de que las imágenes dentro

²⁵ En el siguiente apartado se explica lo que es una imagen de referencia.

de una misma secuencia son tomadas con deferencia temporal (la máquina no realiza imágenes simultáneas, pero se trabaja como si lo fueran).

El resultado de las mediciones son 3 tipos de imágenes, que se agrupan según su objetivo: Vista general (1 imagen) y Vista bruta o raw (2 imágenes). Cada secuencia tendrá una vista general y entre 2 y 8 vistas brutas.

Vista general (PNG)

Es la imagen en RGB que se genera y visualiza luego de finalizada una secuencia de mediciones. Corresponde a la coloración de la imagen capturada con el obturador abierto para el filtro 1.

Detalles:

- Nombre del archivo (por defecto): AAAADDDNNNN1s.png
 - AAAA: año calendario
 - DDD: día calendario juliano
 - NNNN: número de secuencia (0000, 0001, 0002, ..., 9999)
- Formato: PNG (Portable Network Graphics)
- Extensión: .png
- Tipo imagen: indexadas
- Visualización de imágenes
 - Cualquier programa que cargue ese tipo de imágenes (Visualizador de fotos de Windows, Photoshop, etc.).

Vista bruta (RAW)

Corresponden a las imágenes capturadas con los filtros presentada en escala de grises. Para cada filtro se capturarán dos imágenes: la primera (escena) con el obturador abierto para captar la radiación externa y así obtener información del objetivo, es decir, gases y partículas; la segunda (referencia) con el obturador cerrado, para bloquear la luz externa y solo captar la radiación propia del equipos. El segundo tipo de imágenes es el utilizado para calibrar las primeras imágenes con respecto a las auto emisiones del instrumento.

La captura de las referencias se comanda mediante CYCLOPS con 3 configuraciones posibles:

1. Previo: para cada filtro, antes de capturar una escena, se toma una referencia.
2. Posterior: para cada filtro, después de capturar una escena, se toma una referencia.
3. Intermitente: se define una cantidad de secuencias de escena antes de tomar una referencia, de tal manera que cada cierto intervalo de secuencias de escena, habrá una que contenga escena y referencia.

Con las configuraciones 1 y 2, cada secuencia RAW consistirá de 2 imágenes por filtro, es decir, 8 imágenes en total si se utilizan los 4 filtro; mientras que con la tercera configuración, las secuencias RAW son de una imagen por filtro –solo escena, y solo la secuencia de referencia contendrá 2 imágenes –escena y referencia.

Detalles:

- Nombre del archivo (por defecto): AAAADDDNNNNFx.raw
 - AAAA: año calendario
 - DDD: día calendario juliano
 - NNNN: número de secuencia (0000, 0001, 0002, ..., 9999)
 - F: número de filtro utilizado (1, 2, 3 o 4)
 - x: r (referencia) o s (escena)
- Formato: FITS (Flexible Image Transport System)
- Extensión: .raw
- Tipo imagen: escala de grises
- Visualización de imágenes:
 - Matlab: mediante comandos de la caja de herramientas para procesamiento digital de imágenes.
 - FITS LIBERATOR: requiere cambiar la extensión a “.fits”

Locaciones de medición: volcanes de la Zona Volcánica Central de los Andes.

A continuación se presenta una breve reseña sobre el contexto geológico y emisiones gaseosas de los volcanes en estudio. Para una mayor descripción de los volcanes se recomienda Volcanes de Chile (González-Ferrán, 1995) y para un mayor entendimiento del marco geodinámico de volcanismo se recomienda el capítulo 5 de The Geology of Chile (Stern et al., 2007).

Contexto general

La zona de volcanismo activo de los Andes, que ocurre por la subducción de la plaza oceánica de Nazca y Antártica bajo la placa continental de Sudamérica, se divide en cuatro segmentos, que de norte a sur se denominan Zonas Volcánicas: Norte (ZVN, 2-5°S), Central (ZVC, 14-18°S), Sur (ZVS, 33-46°S) y Austral (ZVA, 49-55°S)(Figura 4. 12). Los volcanes chilenos pertenecen a últimos tres segmentos y son más de 100 estratovolcanes pleistocenos y holocenos, junto con extensos campos volcánicos y calderas, de los cuales existe documentación de actividad holocena para 60.

Los 3 estratovolcanes-objetivo de este trabajo se encuentran en la ZVC.

ZVC

Los más de 1100 chimeneas y/o edificios volcánicos pertenecientes a la ZVC se encuentran en el sureste de Perú, Bolivia occidental, el norte de Chile y noroeste de Argentina. Debido a las condiciones hiperáridas que han dominado desde el Pleistoceno los rasgos volcánicos se han preservado en excelentes condiciones permitiendo el estudio de procesos volcánicos en centros eruptivos de origen Pleistoceno o anterior.

Más de los 30 estratovolcanes chilenos que forman la ZVC ocurren a lo largo de la frontera con Bolivia y Argentina, excepto una minoría que se encuentran completamente dentro de Chile, tales como los volcanes Taapaca, San Pedro, Láscar y la caldera gigante La Pacana. Gran parte de

los estratovolcanes y complejos de caldera menores de la porción chilena de la ZVC se encuentran en el área cubierta por las ignimbritas del complejo volcánico Altiplano-Puna. Los centros eruptivos menores corresponden a conos piroclásticos pequeños, flujos de lava, domos aislados y maeres.

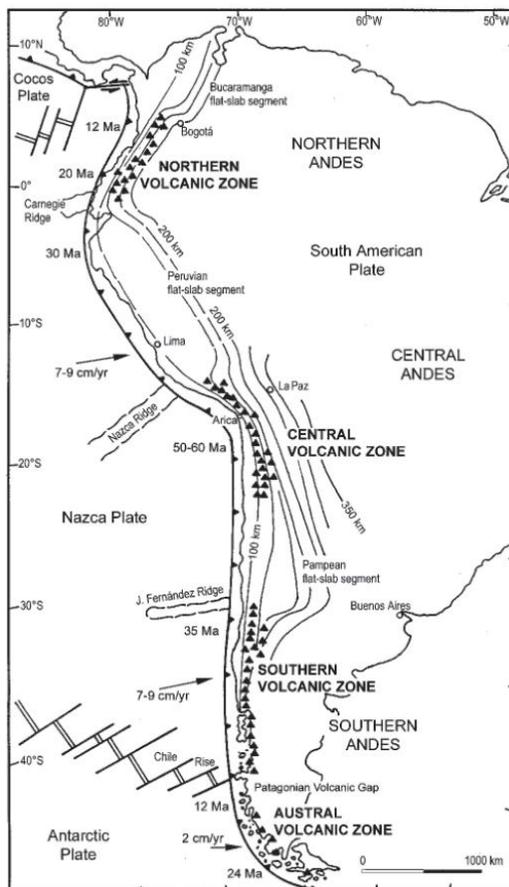


Figura 4. 12. Mapa de Sudamérica que muestra las zonas de volcanismo activo de Los Andes. Se presentan los mayores rasgos morfoestructurales de la zona, la subdivisión de las zonas volcánicas para Los Andes y la localización de centros eruptivos activos. Modificado de Stern, 2007.

A pesar de que la mayoría de los volcanes chilenos de la ZVC se encuentran algo aislados de zonas urbanas o rurales mayores, existen minas, pueblos pequeños y caseríos, lo suficientemente cerca de volcanes como para que erupciones explosivas provoquen daños mayores y fatales.

Flujos piroclásticos son el principal producto volcánico que pone en riesgo los sitios mencionados anteriormente, sobretodo los que se encuentran a los pies de volcanes, como es el caso de Ollagüe (Vn. Ollagüe), Talabre (Vn. Láscar), Putre (Vn. Taapaca), entre otros. Avalanchas volcánicas, a pesar de ser menos frecuentes, también son un evento a considerar. Laares, sobretodo en épocas en que estos centros eruptivos están cubiertos de nieve, también son posibles.

Eventos de este tipo podrían poner en riesgo la seguridad aérea, y debido al régimen de vientos en la zona (al este), a poblados de Argentina y Bolivia. La ceniza expulsada a la atmósfera, invisible a ojo humano a cierta distancia, puede corroer turbinas de aeronaves. Nubes de material particulado fino y gases son, además de contaminar la flora adyacente de argentina.

Vn. Irruputuncu (Región de Tarapacá)

Este estrato volcán de 5.165 m.s.n.m., ubicado en la frontera con Bolivia, presenta desgasificación continua en forma de penacho diluido. La cumbre está conformada por dos cráteres, siendo el cráter sur el que reporta emisiones observables desde al menos 1939. El registro histórico de actividad eruptiva no es basto ni exacto, ejemplo de esto es un reportaje boliviano de actividad eruptiva en diciembre de 1989 no confirmado por Sernageomin (www.sernageomin.cl).

Existe un reporte visual de 1995, cuando Anita Grunder observó un penacho oscuro que se alzó por algunos kilómetros sobre la cima del volcán, variando su coloración a tonos blancos y grises que persistían por algunos minutos; siendo interpretado como pequeñas erupciones freatomagmáticas²⁶.

El edificio volcánico presenta un conjunto de domos y lavas-domo de composición dacítica (andesítico-silíceos a dacíticos), con abanicos de flujos de bloques y ceniza desarrollados, especialmente, hacia los flancos sur y poniente. Wörner et al. (2000 b) reportaron una edad K-Ar de ~140 ka en uno de los domos recientes del flanco oeste. En el Holoceno tardío habría presentado actividad explosiva, proceso sugerido de la datación de un depósito de flujo de bloques y ceniza en 1570 ± 90 años (edad ^{14}C)(Stern et al, 2007).

SO₂

Mediciones de SO₂ mediante equipo DOAS señalan flujos de SO₂ entre las 21 y 50 ton/día con concentración máxima de 900 ppmm (Clavero et al. 2006).

Volcán Ollagüe (Región de Antofagasta)

Este estrato volcán de 5.407 m.s.n.m., ubicado en la frontera con Bolivia al suroeste del Salar de Uyuni, se encuentra activo hace, al menos, 1200 ka., presentando permanente actividad fumarólica en la parte alta de los flancos oeste y sur. El volcán Ollagüe está caracterizado principalmente por andesitas de piroxeno y los domos más recientes se encuentran en el flanco sur.

A pesar de la actividad fumarólica, no hay registro fiable de actividad eruptiva histórica, sin embargo, reportes no confirmados sugieren la ocurrencia de una erupción en 1903 (Simkin y Siebert, 1994).

El volcán Ollagüe ha sido afectado por procesos eruptivos explosivos que causaron el colapso de su estructura, generando un anfiteatro de 3.5 km de diámetro, lo que detonó una avalancha de detritos cuyos depósitos se concentran hacia el sector oeste y noroeste, cubriendo unos 50 km². A pesar de la actividad fumarólica, no hay registro fiable de actividad eruptiva histórica; sin embargo, reportes no confirmados sugieren la ocurrencia de una erupción en 1903 (Simkin y Siebert, 1994).

²⁶Extraído de <http://volcano.oregonstate.edu/oldroot/CVZ/irruputuncu/index.html>

SO₂

Mediciones de SO₂ mediante equipo DOAS indican flujos de 4,5 a 9,1 ton/día, con concentraciones máximas de 400 ppm (Clavero et al. 2006).

Volcán Láscar (Región de Antofagasta)

El volcán Láscar, con 5.592 m.s.n.m., es uno de los volcanes más activos de Chile (a la fecha de este estudio, ocupa el 5to lugar en el ranking de los volcanes más activos de Chile según SERNAGEOMIN). Este centro eruptivo presenta actividad desde el Pleistoceno y su mayor erupción identificada habría ocurrido hace 27 mil años, de carácter Pliniana con 8-10km³ de material erupcionado en la cual se desarrollaron columnas eruptivas de hasta 30 km de altura y flujos piroclásticos transportados hacia el oeste y sureste del volcán.

La mayor actividad en los últimos 9000 años data de abril de 1993 cuando una erupción del tipo Subpliniana generó caída de pómez y ceniza, y flujos piroclásticos de hasta 10 km de extensión hacia el norte, noreste y sureste del Láscar (Gardeweg et al., 1998). En la última década, ha presentado ciclos eruptivos (en 2005-2006, y 2007) y sus últimas erupciones (¿) se caracterizaron por la formación de una columna de ceniza de hasta los ~2.500 m (2013 y 2015). Actualmente presenta actividad fumarólica permanente y esporádicas erupciones explosivas menores.

Está compuesto por dos conos truncados en cuya cumbre se emplazan seis cráteres alineados en dirección aproximada EW, siendo el cráter central el que presenta mayor actividad (Gardeweg et al., 1998; 2011). El cono más antiguo está compuesto por lavas andesíticas y flujos piroclásticos de la misma composición. Posterior a la formación de este edificio, habría variado la composición del magma subyacente a una fuente andesítica silíceo a dacítica, migrando además la actividad hacia el oeste, relacionado probablemente a la formación de un domo. Esta evolución finaliza con una erupción pliniana que da origen a la Ignimbrita Sóncor. Tras estos eventos, comienza a generarse el nuevo estratocono sin variación aparente de la composición del magma, junto con depósitos de flujos piroclásticos andesíticos. Nuevamente, ocurre un evento explosivo, que da origen a la Ignimbrita de Tumbres, la que generó, además, depósitos de caída pumiceos y flujos piroclásticos andesíticos escoráceos. Posterior a esto, la actividad principal se devuelve hacia el oriente, dando origen a 3 cráteres, con crecimiento y subsidencia del domo en la cumbre y erupciones vulcanianas, como la de abril de 1993 (Gardeweg et al., 1998).

SO₂

La emisión de gases desde el cráter es una característica intrínseca del Vn. Láscar. En este sentido, y con el fin de determinar la concentración de SO₂ en las fumarolas y el penacho generado, se han realizado numerosos estudios mediante métodos directos y remotos.

En noviembre de 1989, Andres et al (1991) determinaron valores de 540-6970 ton día⁻¹ (6,2-80,6 kg s⁻¹ respectivamente) desde tierra en un penacho libre de ceniza con un espectrómetro de correlación (COSPEC)..Mather et al. (2004) estimaron 28 kg s⁻¹ (2.419 ton día⁻¹) utilizando mediciones directas junto con técnicas de sensores remotos (espectrometría de absorción diferencial óptica UV [DOAS] y fotometría solar) durante enero y febrero de 2003. Henney et al. (2012), compararon los resultados obtenidos de la estimación del flujo de SO₂ en un penacho del Vn.

Láscar, en diciembre del 2004, mediante un *mini*-UV DOAS e imagen ASTER con el objetivo de validar esta última herramienta; obteniendo flujos de 203 ton día⁻¹ (2,3 kg s⁻¹) y 163 ton día⁻¹ (1,8 kg s⁻¹), respectivamente.

Mediante análisis químico e isotópico directo de gases emitidos por fumarolas del cráter principal del volcán, Tassi et al. (2009) determinaron concentraciones de SO₂ de hasta 87,800 ppm. Realizaron mediciones en noviembre de 2002, mayo de 2005 y octubre de 2006, con medias de 72.376, 6.533 y 35.841 ppm, respectivamente. Tassi et al. (2009) concluyeron que en las fumarolas de la zona norte del cráter domina una componente magmática, mientras que hacia el oeste y en el borde del cráter domina una componente meteórica hidrotermal somera relacionada a un sistema hidrotermal en la periferia del sistema magmático.

Metodología

Adquisición de datos

Locaciones de medición

Los volcanes Irruputuncu, Ollagüe y Láscar (Figura 5. 1) fueron visitados durante diciembre de 2013 para tomar datos con la cámara Nicair 1. Estos tres volcanes fueron escogidos por las condiciones climáticas favorables que se presentarían durante las mediciones, con escasa nubosidad y temperaturas cálidas.

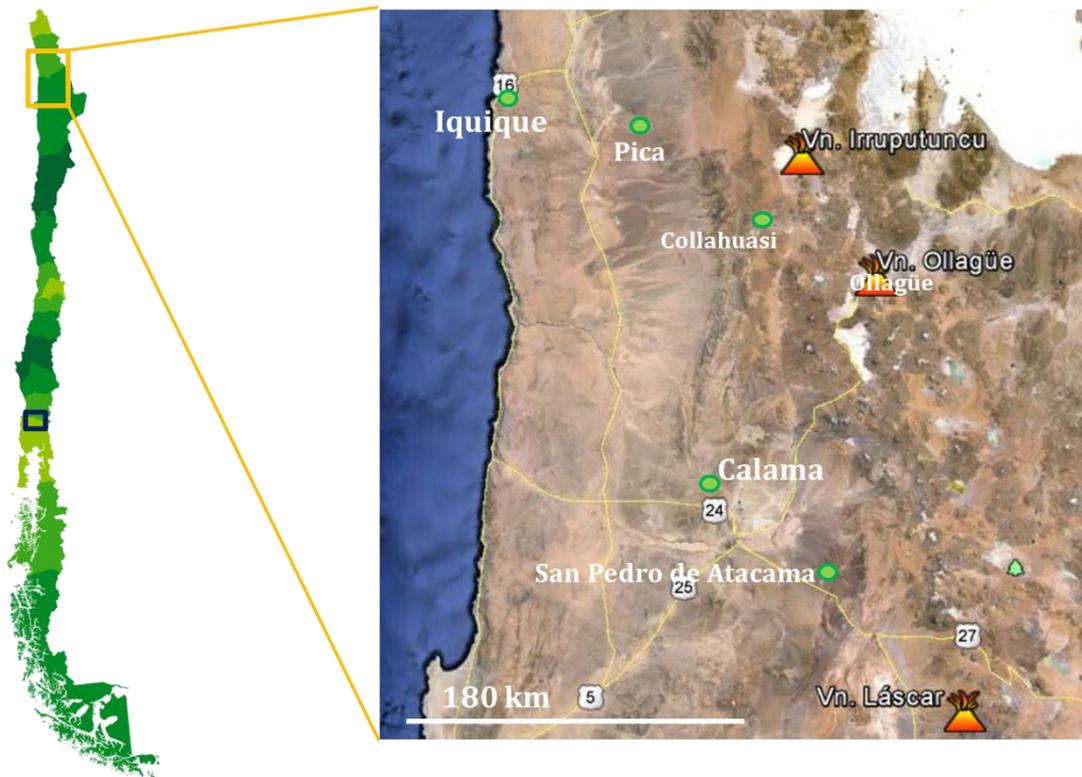


Figura 5. 1. Volcanes de estudio en la zona norte. A modo de referencia se muestran los principales centros urbanos y las localidades más cercanas. Modificado de Google Earth.

Además, acerca del Volcán Láscar, se cuenta con estudios previos sobre tasas de emisión mediante diferentes técnicas instrumentales, lo que permitirá compararlos con este trabajo, junto con aumentar el registro de mediciones de SO₂.

Para aplicar nuestra metodología fue condición estricta la existencia de una desgasificación permanente en las fechas próximas a las mediciones. Esto se verificó en terreno al observar la presencia de penacho constante que implica la existencia de al menos vapor de agua (observable en el espectro electromagnético de la luz visible).

Especificaciones técnicas de las mediciones

Se dirigió la cámara a los centros de emisión, y al obtener la vista deseada se comenzó con la toma de imágenes.

Para cada locación de medición se registró la información necesaria para el procesamiento de imágenes (punto GPS y elevación).

- Filtros
 - Para cada volcán, se realizaron mediciones con todos los filtros.
- Tipo de referencia
 - Se utilizó el tipo de referencia *previa* en cada centro eruptivo, con excepción de un conjunto de mediciones del volcán Láscar en que la referencia se capturó de modo *intermitente* cada 10 secuencias, con el exclusivo objetivo de testear la modalidad.
- Frecuencia de adquisición de datos
 - Las secuencias de imágenes fueron capturadas, en promedio, cada 30 segundos (entre 2 a 7 segundos por imagen).

Mediciones realizadas

La Tabla 5.5 registra la cantidad de secuencias que se capturaron en cada punto de medición, el tipo de referencia utilizado y la cantidad de imágenes en cada punto. Se utilizaron los 4 filtros, es decir, cada secuencia está conformada por 8 imágenes (2 imágenes por filtro).

Tabla 5.5. Cantidad de mediciones capturadas en cada punto.

Volcán- Locación	Tipo de referencia	Cantidad de secuencias RAW /cantidad total de imágenes
Irruputuncu-1	<i>previa</i>	6 /48
Irruputuncu-2	<i>Previa</i>	15 /120
Ollagüe-1	<i>Previa</i>	24 /192
Láscar-1	<i>Previa</i>	8 /64
Láscar-2	<i>Intermitente</i> cada 10	24 /108
Láscar-3	<i>Previa</i>	36 /288

El procesamiento de imágenes para la estimación de concentración y flujo de SO₂ que se presenta como base para describir la metodología, fue ejecutado considerando los datos obtenidos en el flanco norte del volcán Láscar, que corresponde a un total de 36 secuencias (ver Figura 5. 2 para ubicación y Figura 5. 3 para la vista desde la locación); debido a que, por bibliografía, presentaría los niveles más altos de SO₂, estudios previos con los que comparar los resultados, además de mejor acceso a un punto cercano al centro eruptivo considerando una baja elevación de la cámara y el desplazamiento perpendicular del penacho. Luego, se implementó en los volcanes Iruputuncu, Ollagüe, información que se presenta en la sección de *Resultados*.

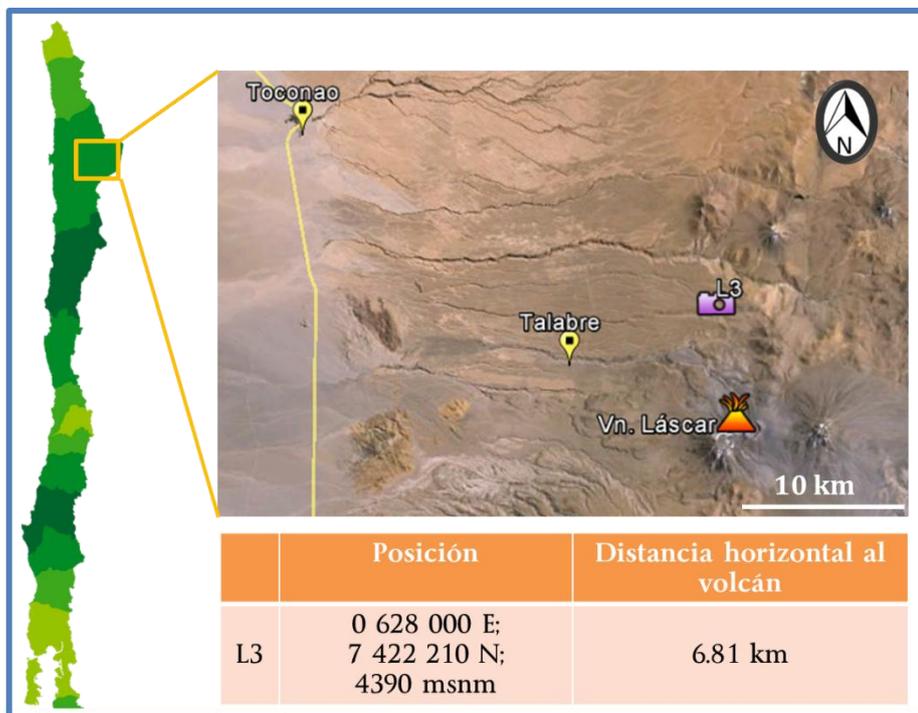


Figura 5. 2. Posición de la cámara Nicair en el flanco norte del volcán Láscar. Se presentan las coordenadas geográficas de L3, que se encuentra a 6.81 km de distancia horizontal al centro de emisión y azimuth de 10° (se tomó como punto de referencia el cráter central).



Figura 5. 3. Vista al volcán Láscar desde L3 (flanco norte). La flecha punteada indica el desplazamiento del penacho,

Visualización de imágenes

En este segmento, se muestra el procedimiento de visualización de las imágenes capturadas, algunas observaciones básicas a partir de esta y operaciones básicas a realizar para mejorar la visualización.

MATLAB

Con Matlab se visualizan las imágenes mediante los comandos: `imshow(nombre_archivo)`, `imcontrast()`, que deben ser ejecutados para cada imagen a examinar.

Debido al valor de los ND de las imágenes y la configuración de Matlab, al visualizar sin el comando `imcontrast()`, las imágenes se desplegarán blanco completo, o negro completo. En consecuencia, la visualización debe ajustarse con los valores máximo y mínimo para que despliegue los tonos de la imagen acorde a esos parámetros. o bien, ajustar según valores dentro de ese intervalo para observar características especiales de las imágenes (e.g., acotar valores del penacho).

Las imágenes de escena, sin calibrar con respecto a las referencias, muestran el “paisaje” (se identifica el edificio volcánico, penacho, nubosidad), las características pertinentes a cada filtro (presencia o ausencia de SO₂ y vapor de agua), y un halo circular en el centro (Figura 5. 4, correspondiente a imágenes de escena de la secuencia 0000 del día 11 de diciembre de 2013).

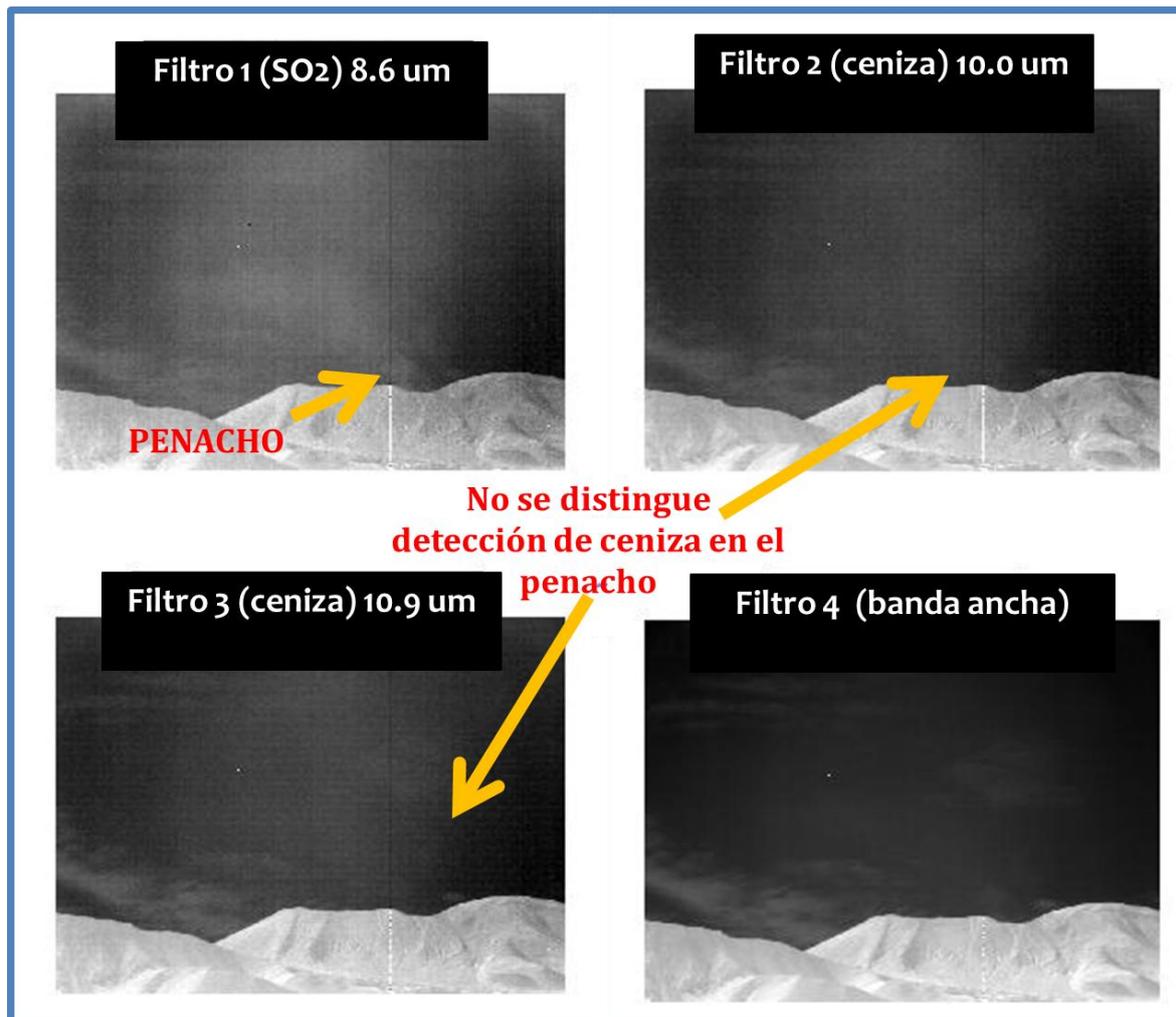


Figura 5. 4. Vista de escena para los los 4 filtros de la secuencia 0000 del Volcán Láscar desde el flanco norte. Se observa un halo circular en cada una de las imágenes debido a que la forma circular de la abertura de la cámara provoca interferencia, lo que también se corrige al aplicar las referencias. En la imagen de SO₂, filtro 1, se distingue, la presencia del penacho, lo que es una primera indicación de la presencia de SO₂. Además, se observa dispersión hacia la izquierda de las fotografías. Para los filtros 2 y 3, el penacho se hace casi invisible, por ende la componente “ceniza” del penacho se hace nula o muy escasa. En el filtro de banda ancha, el penacho se distingue pobremente, debido a que banda abarca más longitudes de onda y la radiación emanada por la atmósfera domina. En los filtros 3 y 4 (paneles inferiores) se observa la presencia de nubes con más claridad que para los filtros 1 y 2. En el procesamiento de imágenes, esta superposición de nubes y penacho afectará en ese segmento el resultado final.

Las imágenes de referencia también se pueden visualizar y permiten observar las características del detector. Por ejemplo, en la Figura 5. 5, se observan las imágenes de referencia, de la secuencia 0000 anterior, con líneas verticales hacia la mitad derecha de las imágenes (línea blanca y negra). Estos píxeles (en la columna 424 y 482, respectivamente) corresponden a defectos en el detector, lo que interfiere con la radiancia percibida modificando los ND de los píxeles. Los defectos de detector deben ser corregidos en el procesamiento de imágenes. Por otra parte, al visualizar las imágenes de referencia mediante la disminución de contraste, se pueden detectar píxeles individuales con fallas, los que también deben corregirse o filtrarse mediante Matlab.

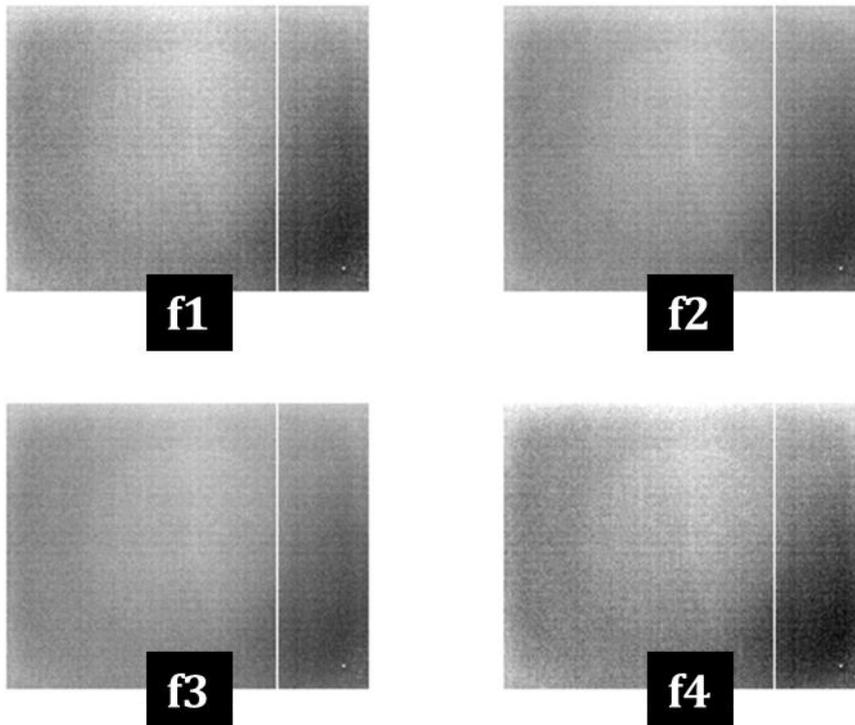


Figura 5. 5. Imágenes de referencia para todos los 4 filtros, f1 a f4 (secuencia 0000, Volcán Láscar - L3). En las 4 imágenes se observa el halo circular centrado, correspondiente al efecto que produce la apertura de la carcasa de la cámara en el sensor que recibe la radiación. Las líneas verticales blanca y negra, corresponden a fallas en el detector lo que impide obtener valores reales de la radiación. Estos pixeles se corrigen con el procesamiento de imágenes. La línea que en este tipo de imágenes se ve blanca, también se observa en las imágenes de escena (también se corrigen).

Para eliminar el halo circular, basta con restar la imagen de escena y referencia (Figura 5. 5), utilizando la ecuación Ec 5. 1(Figura 5. 6).

$$\Delta DN^i = ND_{sce}^i - ND_{ref}^i \quad \text{Ec 5. 1}$$

Con

- ΔDN^i Imagen de diferencia entre escena y referencia para un filtro i .
- ND_{sce}^i Imagen de escena para un filtro i .
- ND_{ref}^i Imagen de referencia para un filtro i .

La Figura 5. 6 muestra un conjunto de imágenes de capturadas en un lapso de 17 minutos y 19 segundos, a partir desde las 13:53:10 UTC, coloreadas en RGB. Las imágenes corresponden a la diferencia de números digitales entre imagen de escena y referencia para el filtro 1 (ΔDN^1); y, por temporalidad, corresponden a las secuencias 0, 5, 10, 15, 20, 30 y 35²⁷. Cualitativamente, éstas pueden ser comparadas con las imágenes que capta la *webcam* de la Red Nacional de Vigilancia Volcánica de Sernageomin (RNVV), situada a unos metros de la locación donde se realizaron las mediciones (Estación Láscar), las que verifican la existencia de un penacho activo (Figura 5. 7) con orientación del penacho hacia la izquierda del centro de emisión.

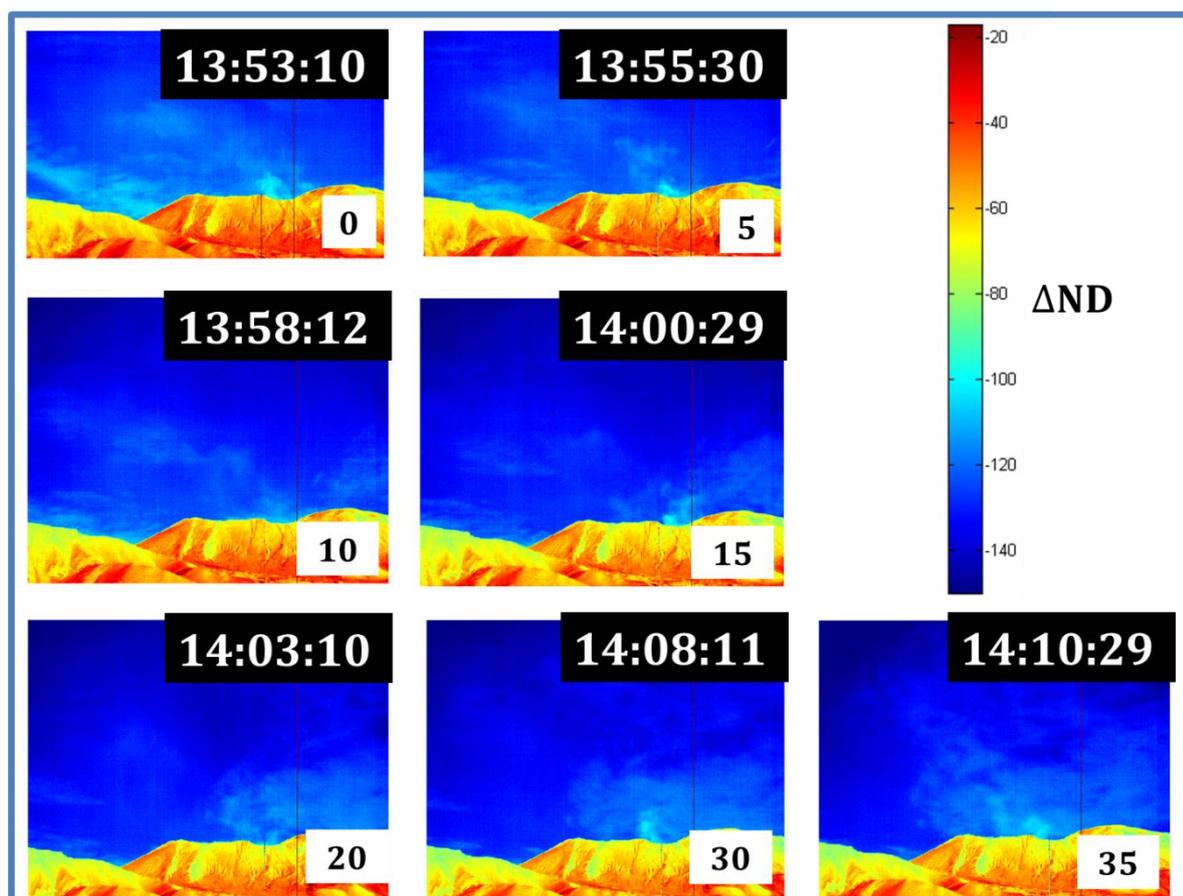


Figura 5. 6. ΔND^1 para 7 secuencias del Volcán Láscar. Al restar las imágenes se elimina el halo, y se observa con mayor claridad el comportamiento del penacho. Se indica el momento de medición en UTC en la casilla negra (se toma como referencia la hora de captura de la imagen de escena), mientras que la casilla blanca representa el número de secuencia. La barra vertical de colores muestra los valores de diferencia de números digitales de cada imagen. A primera vista, se observan tres pulsos de gas desde el cráter (secuencias 0, 15 y 30), nubosidad en las secuencias 0 y 5, hacia el costado izquierdo de las imágenes. Entre la secuencia 15 y 20 aparece nubosidad y/u ocurre variación en la dispersión del penacho.

²⁷Para simplificar la presentación de las secuencias, se omiten los 0 innecesarios. Secuencia 0=secuencia 000, secuencia 5 = secuencia 0005, y así sucesivamente.

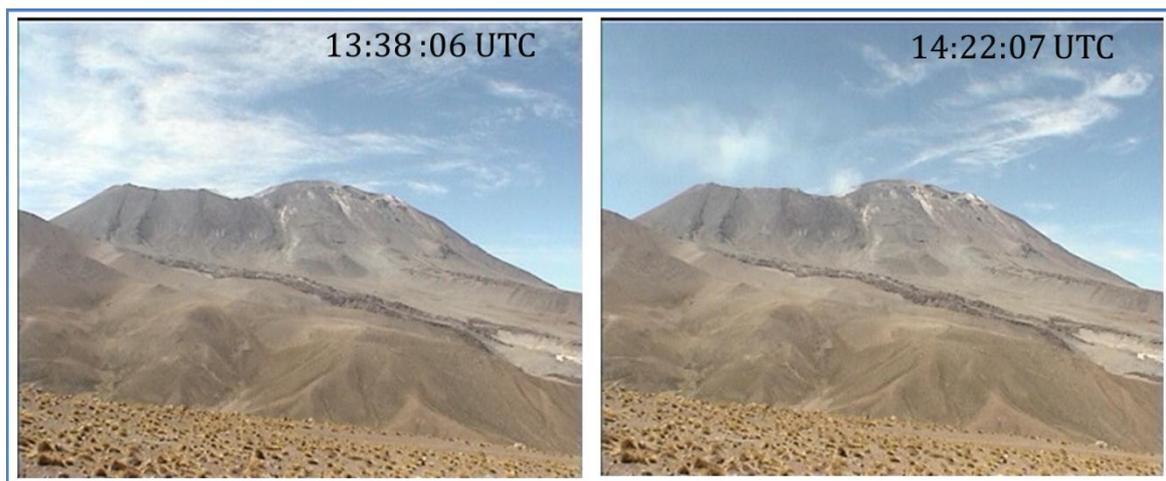


Figura 5. 7. Fotografías del penacho del Volcán Láscar con webcam. Se muestra el antes y después de las mediciones. Fuente: OVDAS.

FITS LIBERATOR

El *software* gratuito FITS LIBERATOR, desarrollado por la NASA²⁸, permite visualizar las imágenes de formato FITS en una ventana amigable con el usuario. La pantalla de visualización del programa entrega la imagen que se requiere ver junto con el histograma – el que se puede ajustar por el usuario (equivalente al comando `imcontrast()` de Matlab).

Las imágenes capturadas por la cámara infrarroja, de formato FITS, son almacenadas con la extensión “raw”, por lo que para abrir el archivo con FITS LIBERATOR, primero se debe cambiar la extensión a “.fits”.

Por otra parte, el formato FITS permite la encriptación de metadatos, a los que se puede acceder directamente mediante un comando creado en Matlab o con el *software* FITS LIBERATOR (Figura 5. 8).

²⁸National Aeronautics and Space Administration.

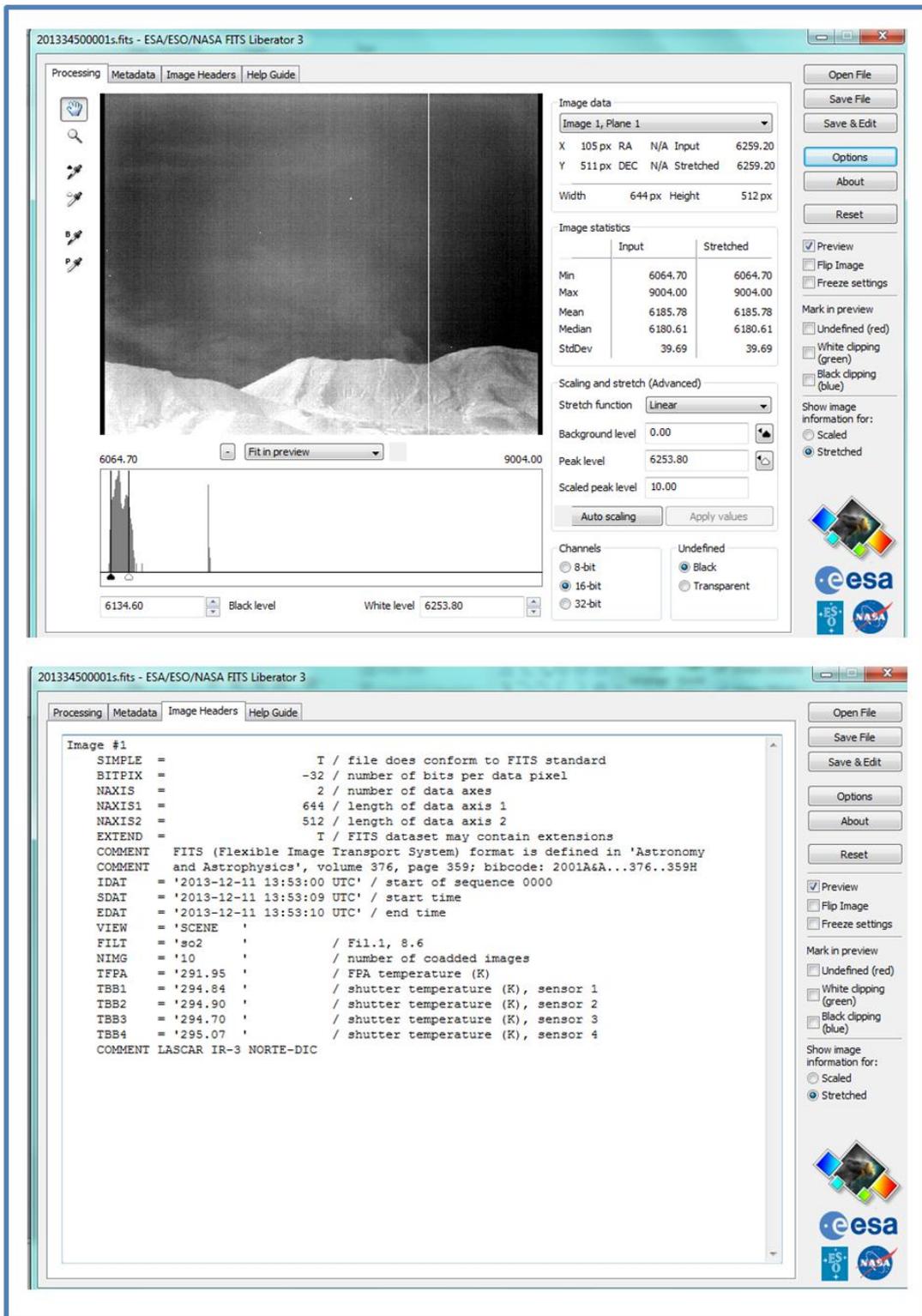


Figura 5. 8. Visualización de una imagen con FITSLIBERATOR. Corresponde a la vista de escena para filtro 1 de secuencia 0000 de L3 (Vn. Láscar). En el panel superior se observa la imagen, el histograma y otros parámetros que proporciona el software. El panel inferior proporciona la información registrada en el archivo como metadato.

Algoritmo: Procesamiento de imágenes

En el siguiente apartado se caracteriza el procesamiento digital de las imágenes, lo que corresponde a los procedimientos de calibración de datos, estimación de la concentración de SO₂ y la estimación del flujo de SO₂.

Calibración

El objetivo del proceso de calibración de las mediciones es la conversión de las imágenes *raw* en imágenes cuyo valor de pixel corresponde a temperatura de brillo. Basado en la temperatura de brillo, estimar la concentración de dióxido de azufre.

Para obtener el valor de radiación medido por la cámara, es necesario transformar el valor de los conteos (ND, adimensional) a una unidad con dimensión que permita conocer la cantidad de SO₂ en las imágenes.

Para la cámara Nicair, existe una relación lineal entre los ND y la radiancia detectada, Es por esto, que se definen dos procesos de calibración.

El primero, denominado calibración de cuerpo negro, tiene como objetivo conocer los coeficientes lineales que dan origen a la radiancia en función de los conteos. Mediante la ecuación de Planck inversa se calcula la temperatura de brillo en función de la radiancia espectral.

El segundo proceso de calibración está relacionado a las mediciones en terreno. Se denomina calibración de auto emisiones a la corrección de las mediciones en terreno por las auto emisiones de la cámara.

Calibración de ND-RADIANCIA y autoemisiones.

Para determinar la relación lineal radiancia-ND se deben realizar al menos dos mediciones de una fuente cuya temperatura sea conocida a lo largo de todo el proceso y la radiación emitida se deba únicamente a la temperatura (T_n), de esta manera, todos los pixeles de la imagen estarían detectando la misma radiación. Esta fuente corresponde a un cuerpo negro.

Para una medición n con obturador abierto (imagen de escena) con temperatura de cuerpo negro T_n y para un filtro i que percibe una radiancia R del objeto a T_n , se cumple la relación lineal que entrega un par de coeficientes lineales para cada filtro (Ec 5. 2)

$$R = a_i * DN + b_i$$

Ec 5. 2

Es decir, cada imagen de escena del cuerpo negro con un filtro particular tendrá iguales coeficientes lineales. Tomando en cuenta que la relación se aplica a los ND, se puede calcular la diferencia entre la imagen de escena y referencia para un filtro i (ΔDN^i) (restar Ec 5. 2 para imagen de escena y referencia para cada filtro) .La relación lineal se mantiene y se obtiene un segundo par de coeficientes lineales para cada filtro (Ec 5. 3) . De este modo, las imágenes de cuerpo ya están calibradas por autoemisiones y la linealidad se calcula para ΔDN^i .

$$R_{eq} = A^i * \Delta DN_n^i + B^i$$

Ec 5. 3

Con

- R_{eq}^i Radiancia equivalente a T_n para el filtro i .
- A^i Coeficiente de ganancia (pendiente de la recta) para filtro i .
- ΔDN_n^i Diferencia de números digitales entre una imagen de escena y referencia capturadas con cuerpo negro a T_n , para el filtro i .
- B^i Coeficiente de compensación (intercepto eje vertical) para filtro i .

La radiancia equivalente se calcula con ecuación de Planck, en función de la temperatura del cuerpo negro en cada medición determinada (T_n) y el número de onda equivalente para cada filtro. Los coeficientes se obtienen mediante una regresión lineal.

Los desarrolladores de la cámara proporcionaron un aparato que opera como un cuerpo negro. Este equipo se programa para que aumente/disminuya su temperatura de manera escalonada, es decir, manteniendo cierta temperatura a lo largo de un tiempo y luego modificándola en cierto intervalo de grados Celsius. Tiene una abertura por donde emitirá radiación y la cámara enfocará esta fuente. Ambos equipos, deben posicionarse completamente adyacentes de manera que la cámara solo obtenga radiación exterior proveniente del cuerpo negro (Figura 5. 9).



Figura 5. 9. Ensamblaje cuerpo negro-cámara IR. El cuerpo negro es la caja gris, con logo NICARNICA AVIATION. A la derecha se observa la cámara Nicair dirigida hacia la apertura del cuerpo negro.

Para realizar este procedimiento, se midió con T_n en el intervalo $[-15^{\circ}\text{C}, 30^{\circ}\text{C}]$, con aumento de 5°C (Figura 5. 10). La cámara capturó imágenes a lo largo de todo el intervalo de temperaturas, y para agrupar las imágenes correspondientes a cada temperatura, se comparó la temporalidad en que fueron tomadas.

Calibración de cuerpo negro NICAIR 1106201 / Variación de temperatura

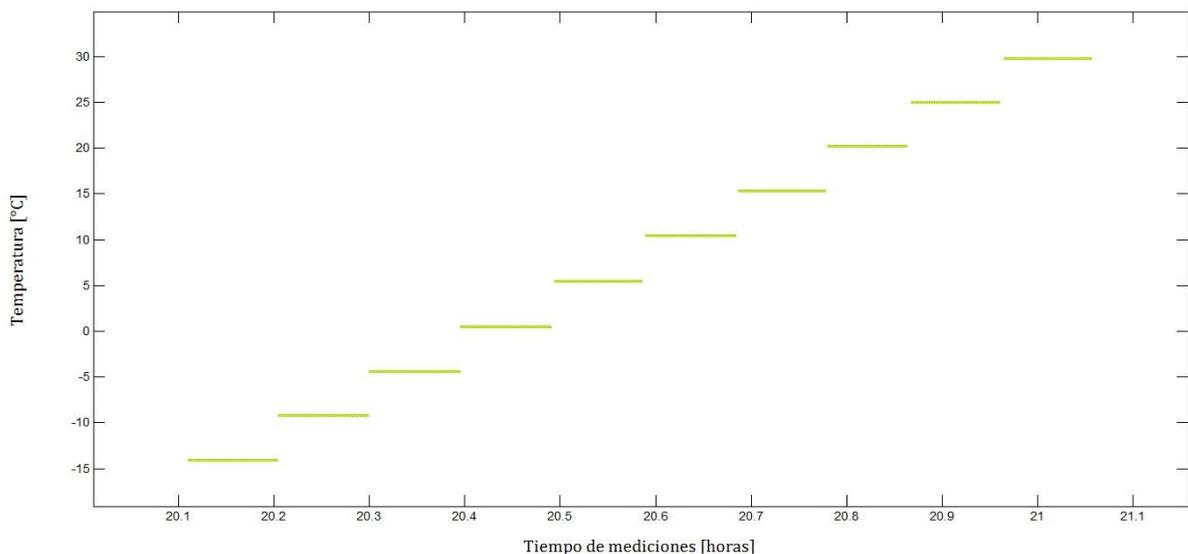


Figura 5. 10. Temporalidad (eje horizontal) y temperatura (eje vertical) de operación del cuerpo negro durante la calibración de cuerpo negro para la cámara NICAIR 1, con número de serie N1106201. Cada escalón (verde) representa un conjunto de 4 a 11 secuencias de imágenes capturadas a esa temperatura, compuestas por imágenes

El cuerpo negro es homogéneo por lo que la imagen resultante también lo será. Al obtener las imágenes de diferencia para un filtro cualquiera, se observa el mismo patrón circular –ahora producto de las aperturas de ambos aparatos (Figura 5. 11y Figura 5. 12 con $T_n 15^{\circ}\text{C}$ y $+15^{\circ}\text{C}$, respectivamente).

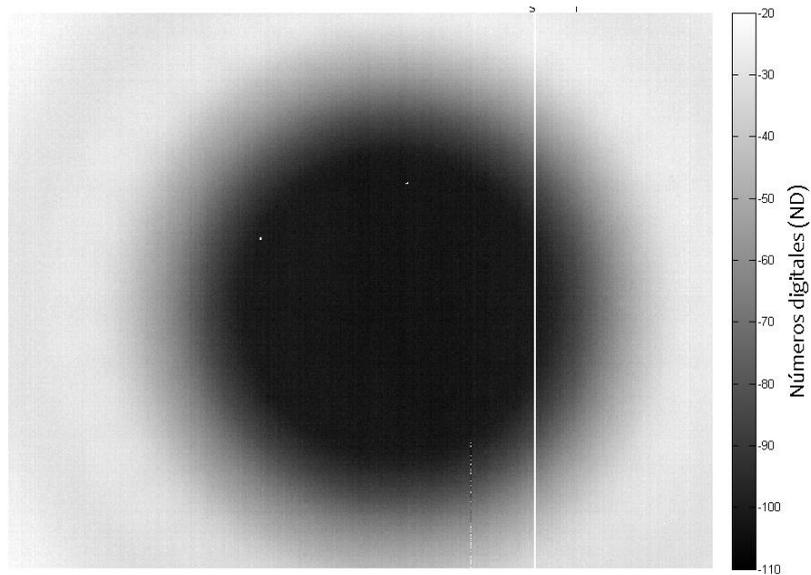


Figura 5. 11. Imagen de diferencia entre escena y referencia para el filtro 1 de una secuencia capturada a $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$. La imagen de referencia fue capturada a las 20:09:18 UTC, mientras que la escena fue capturada 9 segundos después, a las 20:09:27 UTC. Temporalidad que está dentro del escalón de tiempo en que el cuerpo negro estaba operando a $-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, entre las 20:06 y 20:12 UTC (márgenes exactos de tiempo no específicos).

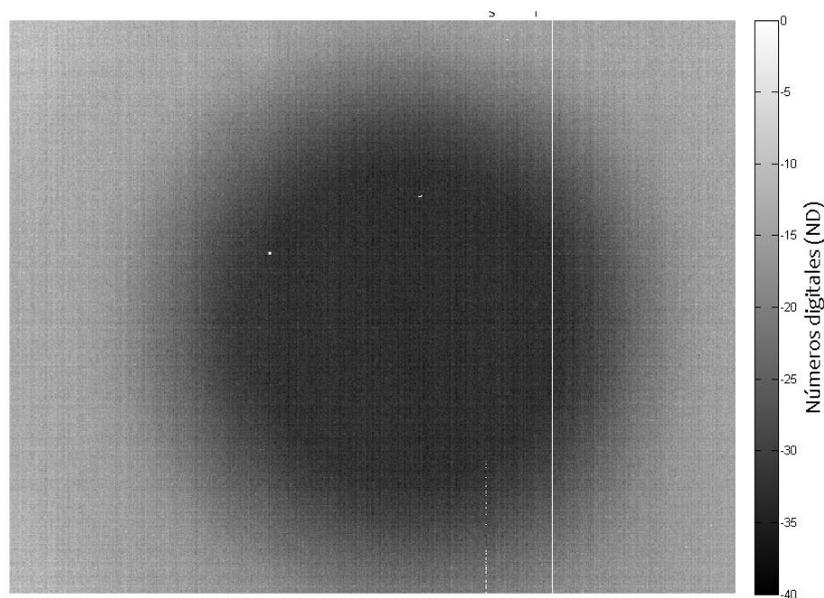


Figura 5. 12. Imagen de diferencia entre escena y referencia para el filtro 1 de una secuencia capturada a $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$. La imagen de referencia fue capturada a las 20:46:08 UTC, mientras que la escena fue capturada 8 segundos después, a las 20:46:16 UTC, temporalidad que está dentro del escalón de tiempo en que el cuerpo negro estaba operando a $+15\text{ }^{\circ}\text{C}$, entre las 20:42 y 20:48 UTC (márgenes exactos de tiempo no específicos).

Los números digitales son diferentes para cada filtro y cada imagen de diferencia (par escena-referencia). Para las imágenes representadas del filtro 1, con el cuerpo negro operando a $T=-15\text{ }^{\circ}\text{C}$, el valor de los pixeles se encuentra dentro del rango $[-110, -20]$, mientras que para la

temperatura de cuerpo negro de $T=+15\text{ }^{\circ}\text{C}$, este rango disminuye a $[-40,0]$; con el 90% de los pixeles en los intervalos $[-102.8, -26.4]$ y $[-33.1, -12.29]$, respectivamente.

Para obtener el valor de ND representativo de cada temperatura de cuerpo negro, se calculó el promedio de números digitales de cada imagen de diferencia, es decir, para cada imagen de escena y referencia de los 4 filtros, y para cada medición, se calculó el promedio de ΔDN_n^i por imagen, y la relación lineal se construyó para la media de ΔDN_n^i .

Debido a que la radiación emitida por el cuerpo negro operando a una determinada temperatura es mejor representada por los pixeles en el centro de la imagen (Fred Prata, comunicación personal), los promedios de números digitales representativos de una temperatura de cuerpo negro, se realizan en una determinada región central de las imágenes (Figura 5. 13). Debido a la presencia de los errores en el detector, se deben corregir antes de realizar los promedios de ND.

La corrección de las líneas verticales (columnas 423 y 482), se realizó ponderando los valores de pixel de columnas adyacentes.

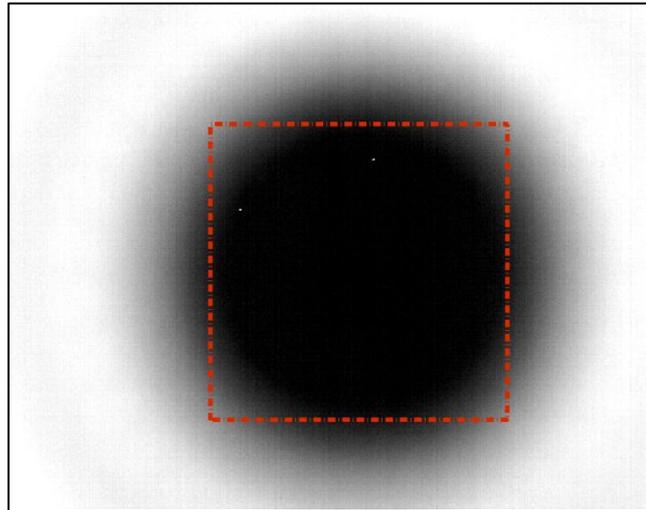


Figura 5. 13. Área de las imágenes en que se calcula el promedio de ND representativo para cada temperatura de cuerpo negro. Corresponde a un cuadrado de 300x300 pixeles. Se ha corregido la imagen para las columnas que presentaban fallas del detector.

Se graficaron las curvas de calibración para cada filtro (experimental y regresión lineal), con el eje horizontal la medida de diferencia de ND y el eje vertical la radiancia espectral (izquierdo) equivalente a la T_n (derecho) (figuras Figura 5. 14, Figura 5. 15, Figura 5. 16 y Figura 5. 17; filtros 1, 2, 3 y 4, respectivamente).

Curva de calibración ND-Radiancia

Filtro 1 (8.6 μm)

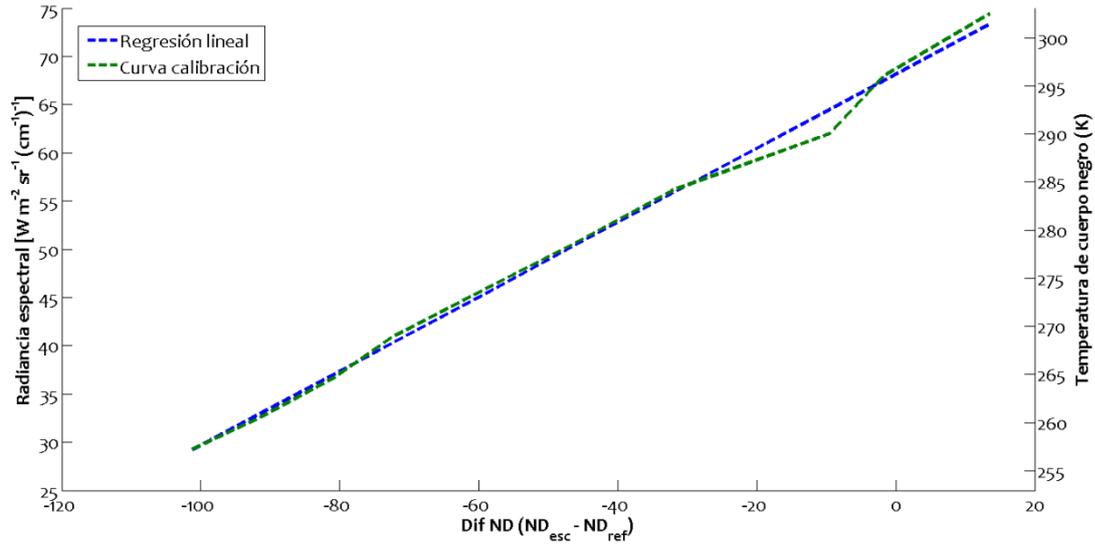


Figura 5. 14. Curva de calibración ND-RADIANCIA para el filtro 1 y regresión lineal calculada.

Curva de calibración ND-Radiancia

Filtro 2 (10.0 μm)

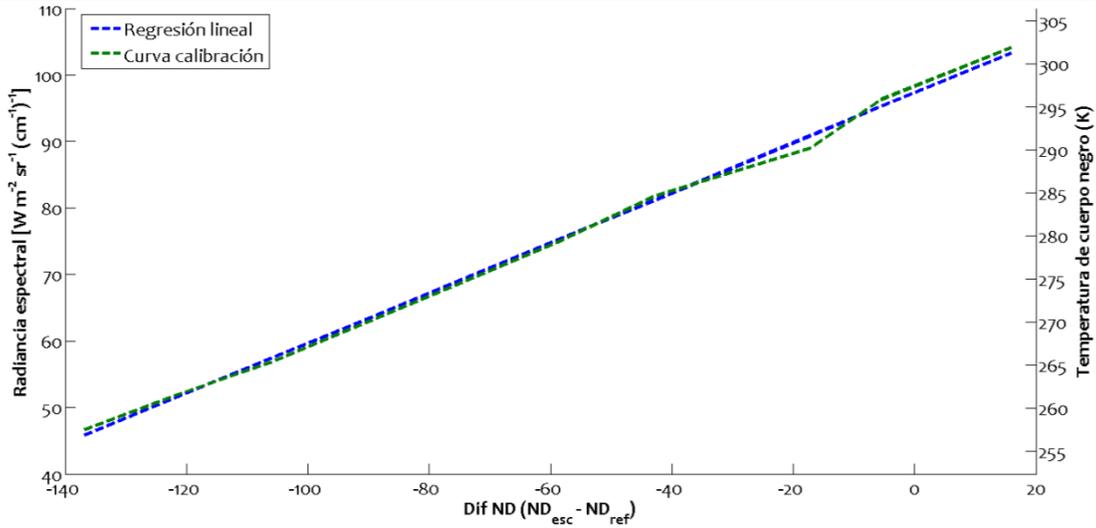


Figura 5. 15. Curva de calibración ND-RADIANCIA para el filtro 2 y regresión lineal calculada.

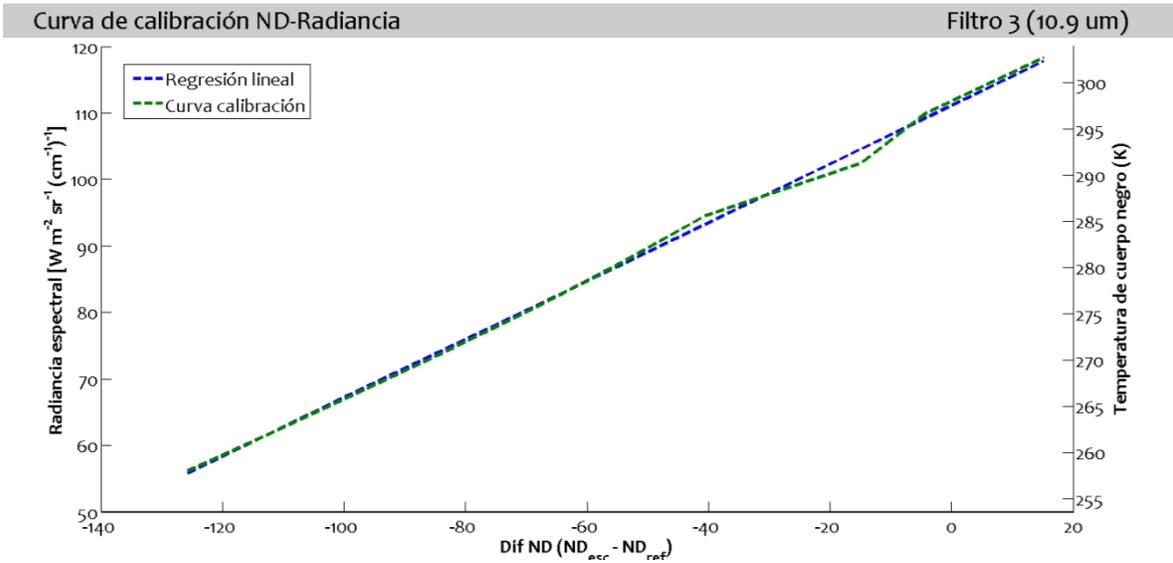


Figura 5. 16. Curva de calibración ND-RADIANCIA para el filtro 3 y regresión lineal calculada.

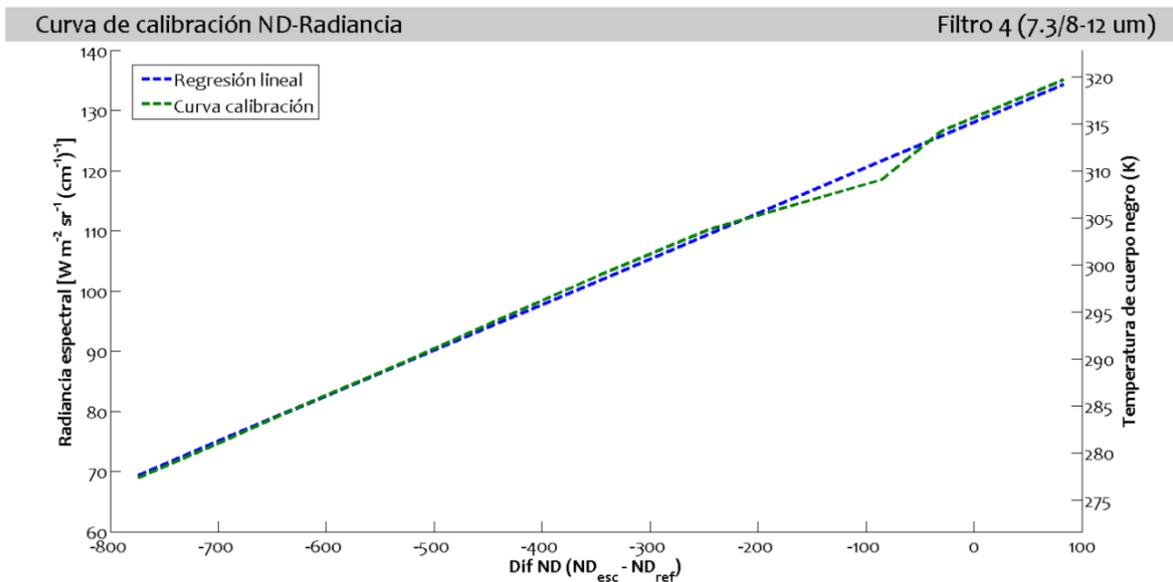


Figura 5. 17. Curva de calibración ND-RADIANCIA para el filtro 4 y regresión lineal.

Los coeficientes de calibración obtenidos mediante la regresión lineal de cada una de las curvas de calibración se encuentran en la Tabla 5.6.

Tabla 5.6. Coeficientes de calibración para cada filtro de la cámara N1106201.

Número de filtro	A	B
1	0,3848	68,1571
2	0,3768	97,3236
3	0,4396	111,1028
4	0,0758	128,0282

Calibración de datos

Al calibrar las imágenes *raw* de cada filtro, se obtienen las imágenes en unidades de radiancia espectral (Figura 5. 18). Cualitativamente, la imagen es similar a la primera imagen de la Figura 5. 6 (imagen de ND), ya que la coloración que realiza Matlab está basada en la intensidad del pixel según el ajuste de contraste. Sin embargo, cualitativamente corresponden a unidades diferentes.

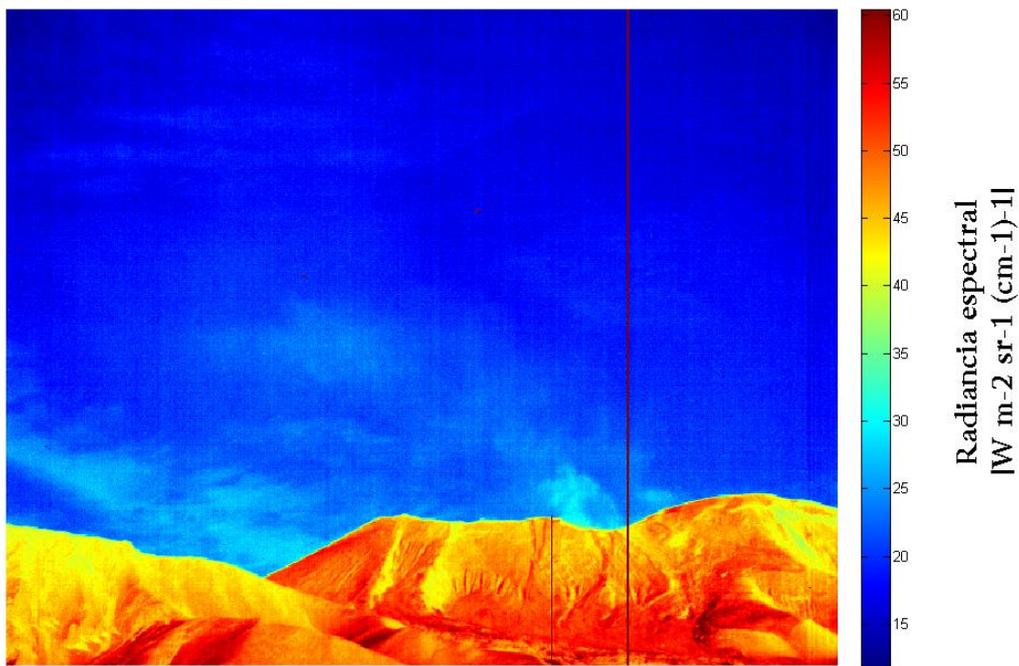


Figura 5. 18.Radiancia espectral para el filtro 1 de la secuencia 0000, Volcán Láscar, L3. En este caso, se observa la presencia del penacho en tonos celestes ($\sim 30 \text{ W m}^2 \text{ sr}^{-1} (\text{cm}^{-1})^{-1}$). Los errores del detector no fueron corregidos (columnas verticales).

Para convertir las imágenes a temperatura de brillo se utiliza la ecuación 4, considerando que para cada filtro, el número de onda equivalente será distinto. La Figura 5. 19 corresponde a la temperatura de brillo para la misma imagen.

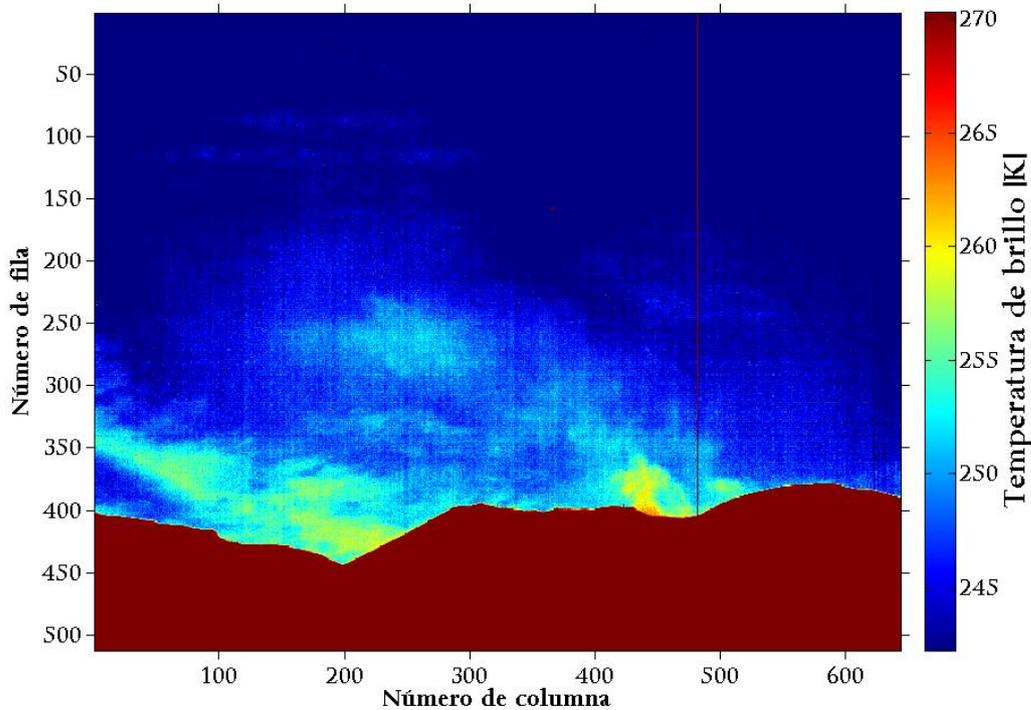


Figura 5. 19. Temperatura de brillo para la secuencia 0000 del el filtro 1, Volcán Láscar, L3. El penacho muestra mayor temperatura de brillo hacia el centro de emisión (~ 260 a 264 K). El volcán se ha enmascarado mediante el ajuste de contraste (valores superiores a 270 K).

En este caso, el contraste de la imagen se ha ajustado para opacar el edificio volcánico. El penacho presenta valores superiores a los 260 K para la proximidad de la fuente de emisión y disminuye a medida que el penacho se dispersa.

La Figura 5. 20 muestra la temperatura de brillo para los cuatro canales de una secuencia diferente. La esperable diferencia de valores de pixel entre las imágenes se debe a la radiación que filtra cada banda. Por otra parte, el filtro 1 (superior izquierda) muestra el penacho volcánico más notoriamente que los filtros 2 y 3 (superior derecha e inferior izquierda, respectivamente), por lo que se puede determinar la presencia de SO_2 en él. La banda 4 (inferior derecha) muestra el penacho junto con nubes.

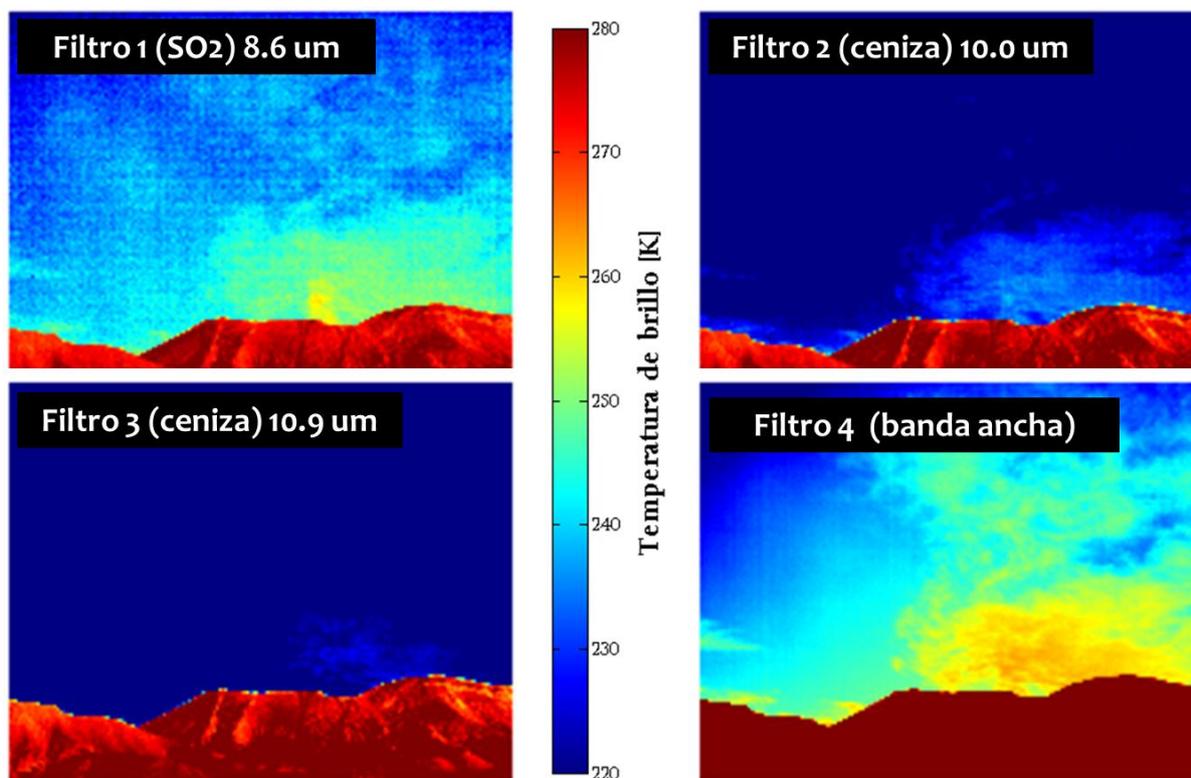


Figura 5. 20. Imágenes de temperatura de brillo para cada filtro de la secuencia 0025 del Volcán Láscar, L3. El penacho tiene una respuesta diferente en cada banda y se detecta señal de SO_2 emanando del cráter con temperatura de brillo de 258-261 K, con un contraste del fondo que tiene temperatura de brillo de 240 K (imagen filtro 1).

La temperatura de brillo dará cuenta de la detección de SO_2 solo en el penacho volcánico. Una variación de temperatura de brillo en el volcán, por ejemplo, no significa que este varíe su concentración de SO_2 . Para determinar la presencia de SO_2 en el penacho volcánico, deben compararse las temperaturas de brillo de las imágenes de SO_2 con las de los filtros 2 ó 3 (que representan las imágenes sin SO_2 ; Prata y Bernardo, 2014).

Al aplicar la diferencia de temperatura de brillo a una secuencia el penacho tiene una respuesta diferente para cada banda. Tomando como referencia el filtro 1, se restan las imágenes (Figura 5. 21).

En el procesamiento de imágenes se puede utilizar la diferencia de temperatura de brillo con los filtros 2 ó 3, sin embargo, como se muestra en las imágenes, el mayor contraste se refleja con el filtro 3, por lo que se define el uso de este canal.

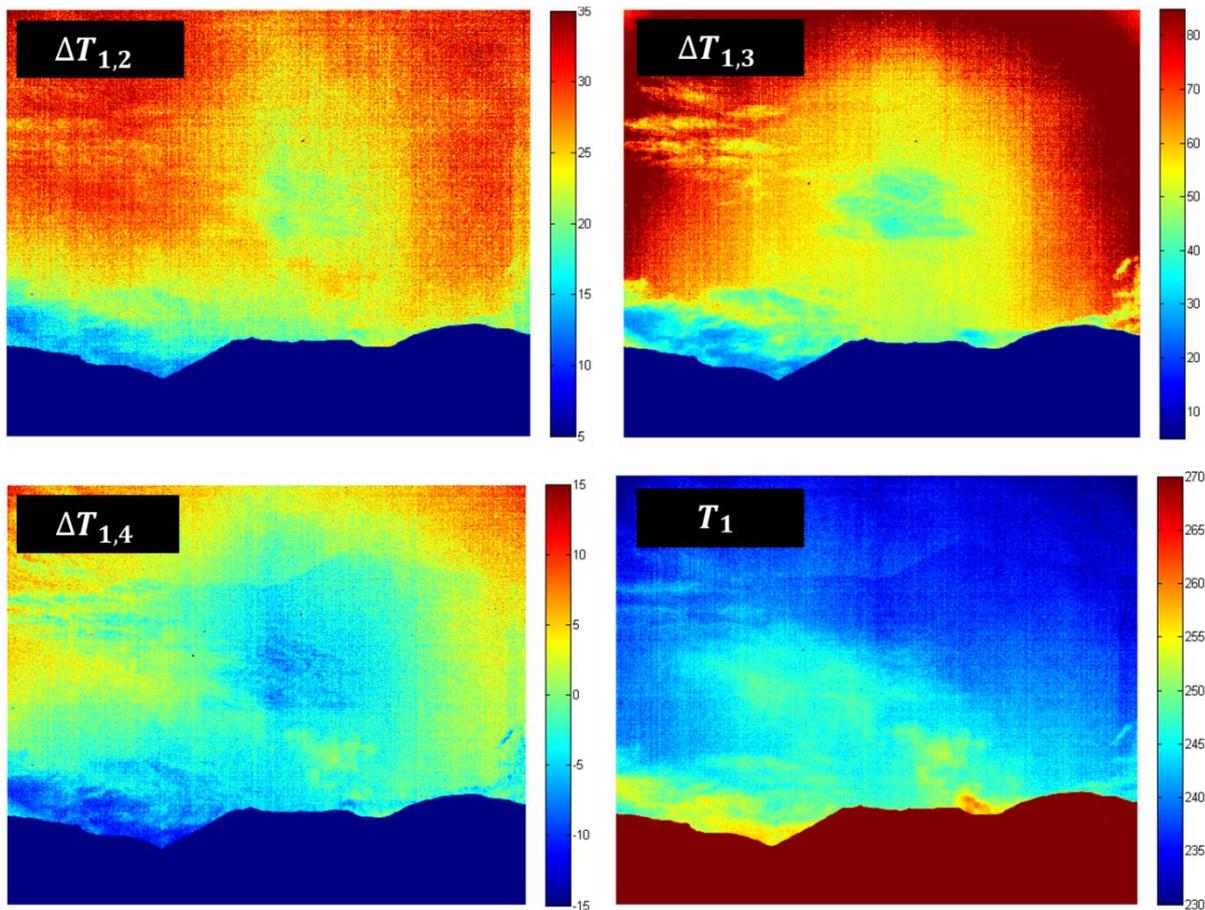


Figura 5. 21. Diferencia de temperatura de brillo entre el canal 1 (i) y los filtros 2, 3 y 4 (j): $\Delta T_{i,j}$; y la temperatura de brillo del filtro 1, T_1 , en el cuadro inferior derecho; para la secuencia 0005 del Volcán Láscar, L3. La barra vertical al costado derecho de cada imagen corresponde a la temperatura de brillo y ΔT [K]. El cuadro superior izquierdo muestra la diferencia para entre los filtros 1 y 2 ($\Delta T_{1,2}$), y dentro del penacho el máximo de este valor llega a los 25 K de diferencia. Para el caso del filtro 1 y 3 ($\Delta T_{1,3}$) este valor aumenta hasta 45 K, aproximadamente; mientras que para

Estimación de concentración de SO_2

Elevación de la cámara

Para determinar la elevación de la cámara, se utilizó la técnica de estimar pix_h . Se estima la diferencia de altura entre diferentes aspectos del volcán Láscar, medidos mediante la herramienta de perfil de elevación de Google Earth que sean observables en la imagen infrarroja.

Para determinar los rasgos a medir, se enfoca el volcán desde la misma posición de la cámara o desde la posición que permita obtener la altitud de los puntos de interés, mediante Google

Earth. Luego, estos rasgos se midieron en las imágenes infrarrojas para determinar la cantidad de píxeles referidos a las alturas determinadas.

Para determinar pix_w puede usarse el procedimiento señalado arriba o la obtenida por la geometría de las mediciones (campo de visión). Se prefiere utilizar la segunda opción debido al error asociado al primer caso.

En esta estimación, la diferencia de píxeles verticales de los rasgos es de 60 y la diferencia de altura es 639 m, entregando un valor de 10,6 m para el alto del píxel (Figura 5. 22).

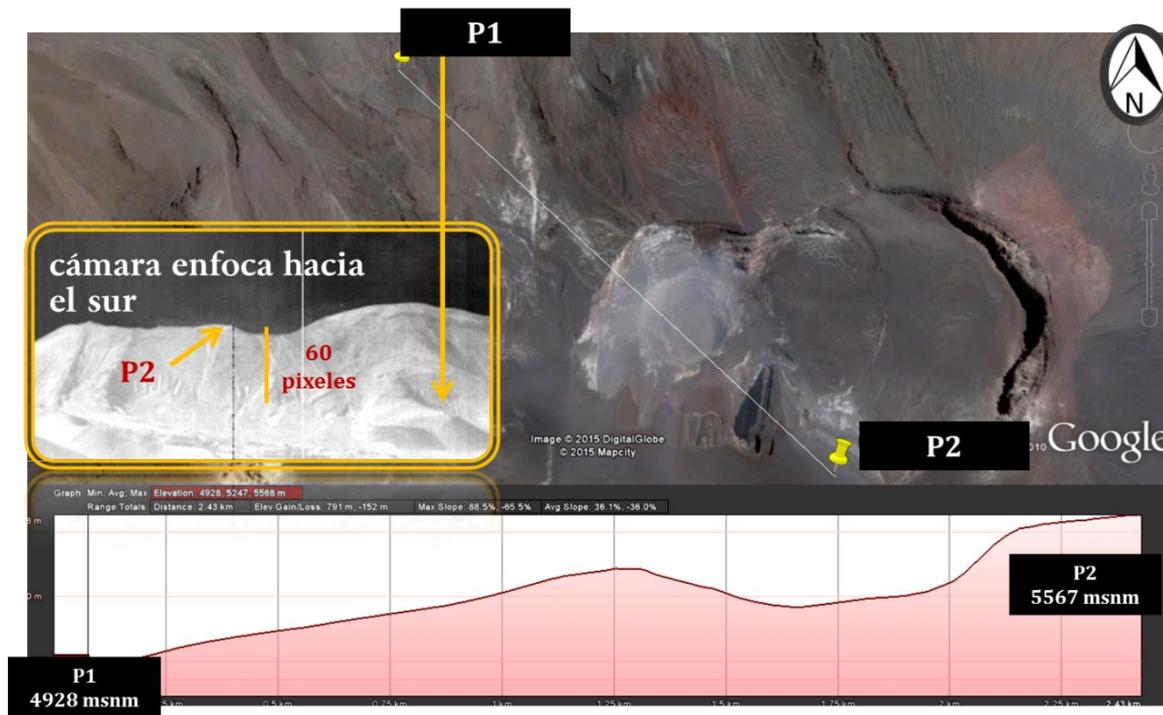


Figura 5. 22. Estimación de la altura del píxel para mediciones del volcán Láscar. La imagen de fondo corresponde a una vista superior del volcán, donde se muestran los puntos elegidos (P1 y P2) para realizar un perfil de elevación (panel inferior, con la altitud de cada punto). En la imagen infrarroja (cuadro naranja) se muestran estos dos puntos

Temperatura del penacho

Para simplificar el análisis, la temperatura del penacho se fijó en 280 K, asumiendo equilibrio térmico del penacho y la atmósfera que lo rodea (H. Thomas, conversación personal).

Existen otras aproximaciones para obtener con mayor rigurosidad la temperatura del penacho. Mediante el filtro 2, el más transparente al vapor de agua, se puede obtener la temperatura del penacho realizando un perfil vertical dentro y fuera del mismo, asumiendo que la temperatura del penacho es la más alta dentro del mismo perfil (López et al., 2015).

Corrección vertical por gradiente de radiación

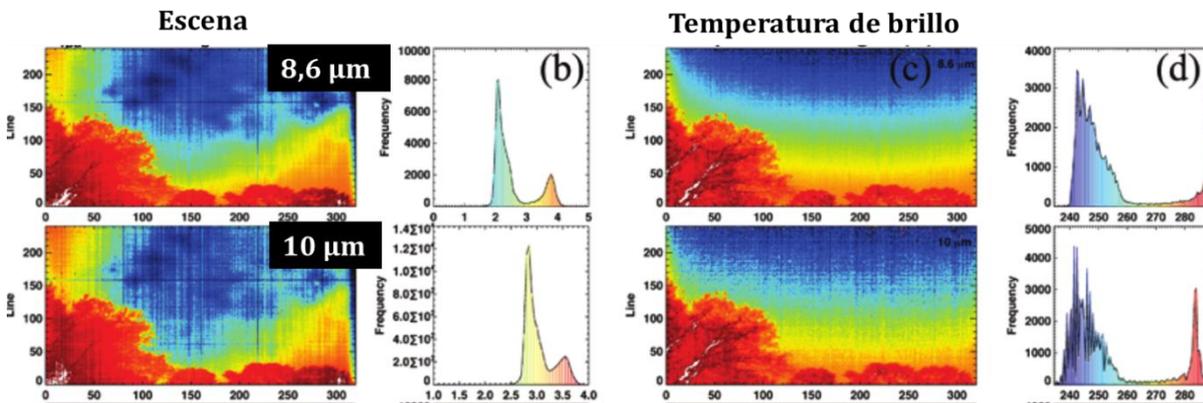


Figura 5. 23. Variación vertical de la radiancia detectada por la cámara. Las imágenes fueron capturadas por un modelo anterior a Nícair 1, por lo que la dimensión de las imágenes, el tipo de detector y los lentes utilizados son diferentes, a pesar de estar centrados en la misma longitud de onda que la Nícair utilizada en este estudio. Los colores rojos y anaranjados muestran valores mayores a los representados con los azules y celestes. Se presentan las imágenes de escena (izquierda) y temperatura de brillo (derecha) para los filtros de 8,6 μm (superior) y 10 μm (inferior). A la derecha de cada imagen se encuentra su histograma. Prata y Bernardo, 2014.

Puesto que la radiación disminuye a medida que aumenta la elevación (Figura 5. 23), la radiación percibida por el aparato mostrará este efecto y debe corregirse. Primero se deben obtener las imágenes de *background* y *foreground* para calcular el gradiente de radiación, obtener el factor de corrección y luego aplicar al resto de las imágenes a utilizar en la ecuación 3 de emisividad

Radiación externa al SO₂ (*background*, *foreground* y *temperatura del penacho*).

Los planos de *background* y *foreground* se calculan a partir de una imagen de T_3 (temperatura de brillo en filtro 3) que muestre la escena sin el volcán ni penacho y sin modificar la radiación medida, es decir, no corresponde tomar una imagen enfocando una escena al costado del volcán, por ejemplo. Para esto, se elige una columna de atmósfera de las imágenes de escena y se replica 644 veces para completar la imagen, que mostrará la radiación proveniente de ambos planos, conformando así una imagen “artificial” de radiación externa atmosférica).

La columna escogida, debe cumplir las siguientes condiciones: ausencia de SO₂ (ser libre de penacho –lo más lejano a este), libre de nubes, libre de edificio volcánico y otros cuerpos (vegetación, por ejemplo). De esta manera, la posición de columna de la barra vertical se escoge mediante el estudio de las imágenes T_1 y de $\Delta T_{1,3}$ (para descartar presencia de SO₂ y nubes), desde la fila $L_0 = 1$ hasta una fila determinada (L_1), como lo esquematiza la Figura 5. 24.

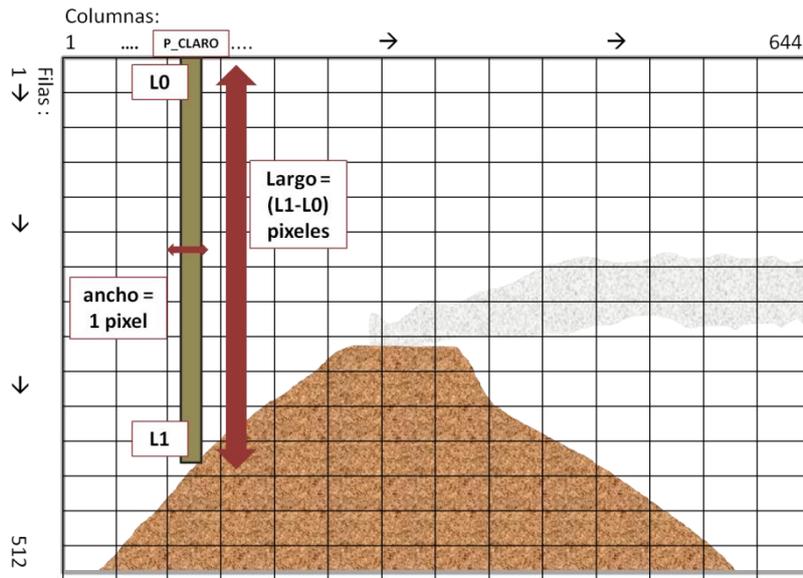


Figura 5. 24. Esquema de una imagen con el penacho desplazándose hacia la derecha de la imagen. En este caso, la barra libre se ha elegido a la IZQUIERDA del volcán y está definida por la columna P_CLARO entre las filas L0 y L1.

Si la barra vertical no es de 512 píxeles ($L1 < 512$), los valores restantes pueden ser extrapolados mediante una regresión lineal entre la fila y la temperatura de brillo (Prata y Bernardo, 2014).

La imagen “artificial” de radiación externa (T_{3-art}) se crea replicando, lateralmente, 644 veces el segmento de 512 píxeles obtenido de T_3 . Así se obtiene una imagen de las mismas dimensiones que la obtenida directamente (512x644 píxeles) (Figura 5. 25).

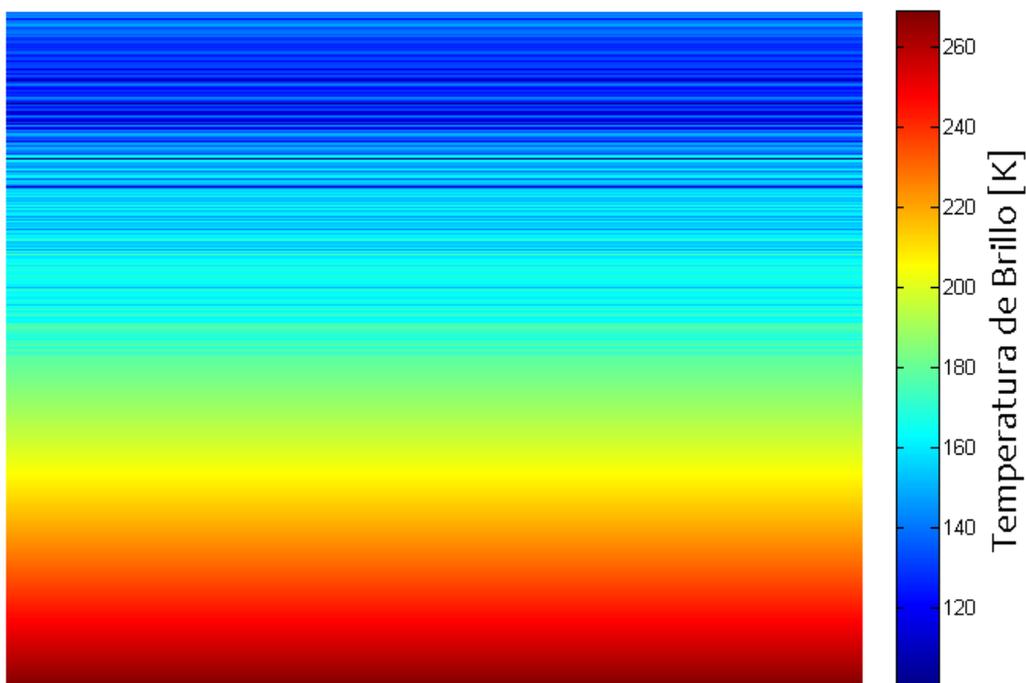


Figura 5. 25. Imagen artificial de radiación de background y foreground del filtro $3(T_{3-art})$ para la secuencia 0000 de L3. P_CLARO=588, L0=1, L1=260.

Para corregir verticalmente las imágenes, se realizan tajadas verticales tanto en la imagen T_1 como en T_{3-art} , en la misma columna (libre de SO_2) con la que se creó la imagen de radiación artificial (posición de columna = P_CLARO y largo L1). Luego, se realiza un ajuste polinomial de orden 2 en función de la posición del pixel (número de fila) para cada barra vertical (Prata y Bernardo, 2014).

Finalmente, los coeficientes polinomiales obtenidos para ambas imágenes, se utilizan para obtener el factor de corrección de temperatura de brillo según la fila de la imagen: dos barras verticales de 512x1 pixeles, una para cada tipo de imagen (T_1 y T_{3-art}).

Se debe considerar la radiación proveniente de la temperatura del penacho, por lo que se crean imágenes de la misma dimensión que las originales, con la aplicación de la corrección vertical de cada par T_1 y T_{3-art} : a cada fila, se le resta el factor de corrección vertical y se le suma la temperatura del penacho T_p (valor independiente del gradiente vertical).

Las nuevas barras verticales de 512x1 pixeles se replican 644 veces, generando las imágenes que contemplan la radiación atmosférica con la radiación por temperatura de penacho para el filtro 1 (DTP1) (Figura 5. 26) y filtro 3(DTP3) (Figura 5. 27). Estas imágenes corresponden a lo que se debería observar dada la radiación atmosférica presente y un penacho con temperatura 280 K.

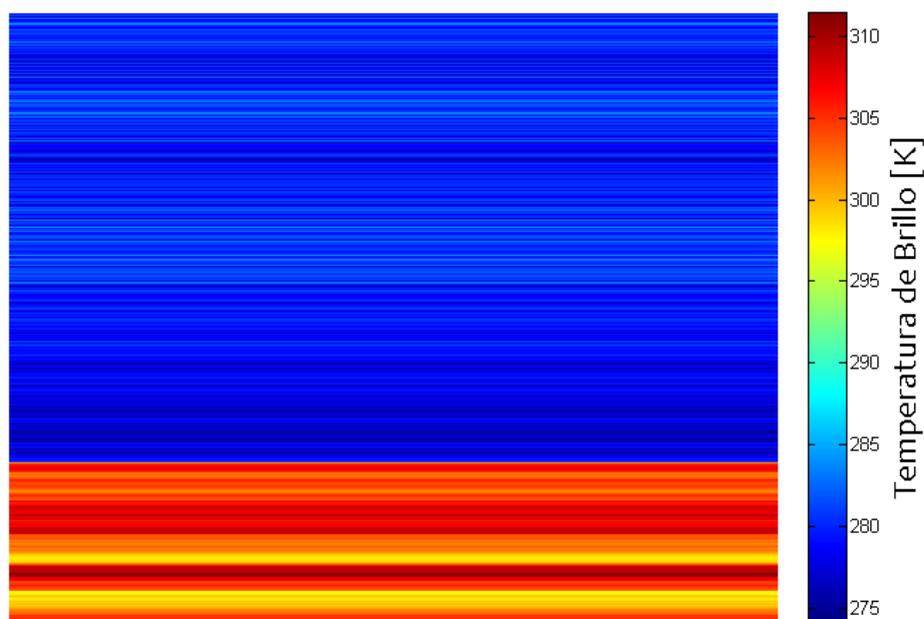


Figura 5. 26. DTP1. Imagen de temperatura de brillo en el filtro 1 equivalente a radiación atmosférica y un penacho a temperatura 280 K. Secuencia 0000, Volcán Láscar.

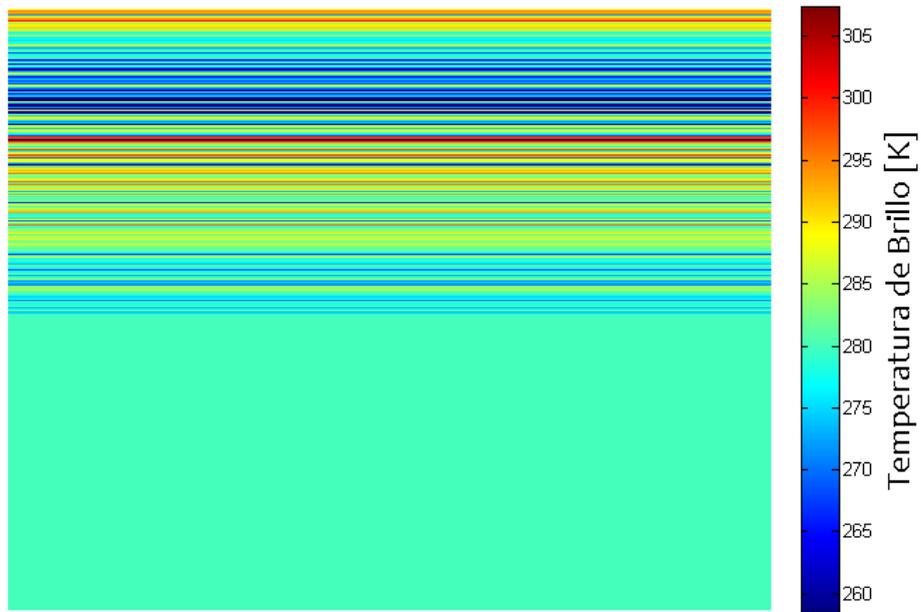


Figura 5. 27. DTP1. Imagen de temperatura de brillo en el filtro 3 equivalente a radiación atmosférica y un penacho a temperatura 280 K. Secuencia 0000, Volcán Láscar.

Corrección de imágenes originales.

De la misma manera, para obtener la equivalencia de radiación de las imágenes originales, se debe corregir verticalmente las imágenes T_1 y T_{3-art} , obteniendo las imágenes corregidas DelTP1 (Figura 5. 28) y DelTP3 (Figura 5. 29), respectivamente.

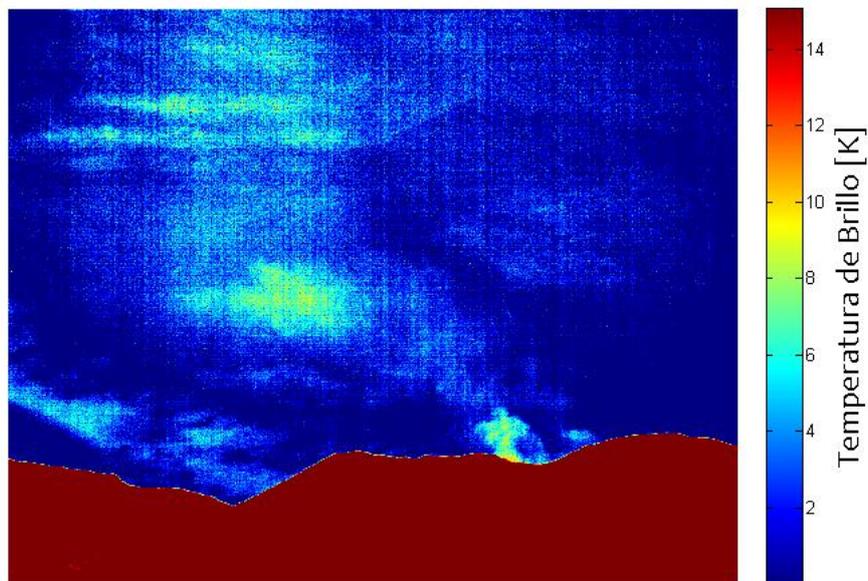


Figura 5. 28. DelTP1. Imagen de temperatura de brillo para el filtro 1, con la corrección vertical por gradiente. Secuencia 0000, Volcán Láscar.

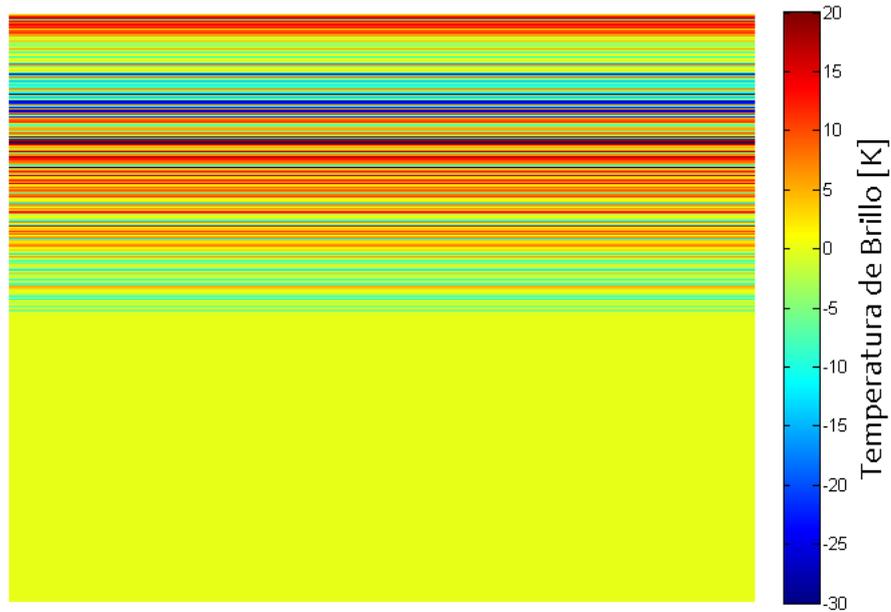


Figura 5. 29. DelTP3. Imagen de temperatura de brillo para el filtro 3 (equivalente a la radiación externa), con la corrección vertical por gradiente. Secuencia 0000, Volcán Láscar.

Debido a la variación de radiación entre cada secuencia, la corrección vertical debe ser realizada con cada par de imágenes T_1 y T_3 . Además, la posición de la barra vertical debe ser modificada en caso de que no se cumpla alguno de los requisitos (e.g. el penacho cambia su dirección de desplazamiento).

Pathlength (m^*)

Una vez que todas las imágenes han sido corregidas por el gradiente vertical, se deben calcular la emisividad efectiva (ec. 3). Luego, se realiza la corrección por los ángulos para cada pixel dentro de la imagen, se aplica el coeficiente de absorción y se obtiene el valor de m^* (para cada pixel).

Las imágenes se manipulan como un conjunto de pixeles, luego el resultado del “procesamiento” de imágenes será una imagen en unidades de *pathlength* que solo tendrá sentido real para los pixeles que conformen el penacho, ya que los supuestos solo se aplican para un cuerpo gaseoso que absorba y emita radiación en los canales del SO₂

Las rocas, nieve y vegetación, entre otros cuerpos que pueden encontrarse en las imágenes, emitirán radiación en las longitudes de onda que admite la cámara, pero al momento de analizar los resultados, no deben considerarse como reales.

Imágenes SO₂

A continuación, se muestra la concentración de SO₂ para la secuencia 0000 en ppm (Figura 5. 30), g/m² (Figura 5. 31) y los parámetros utilizados en el procesamiento (Tabla 5.7).

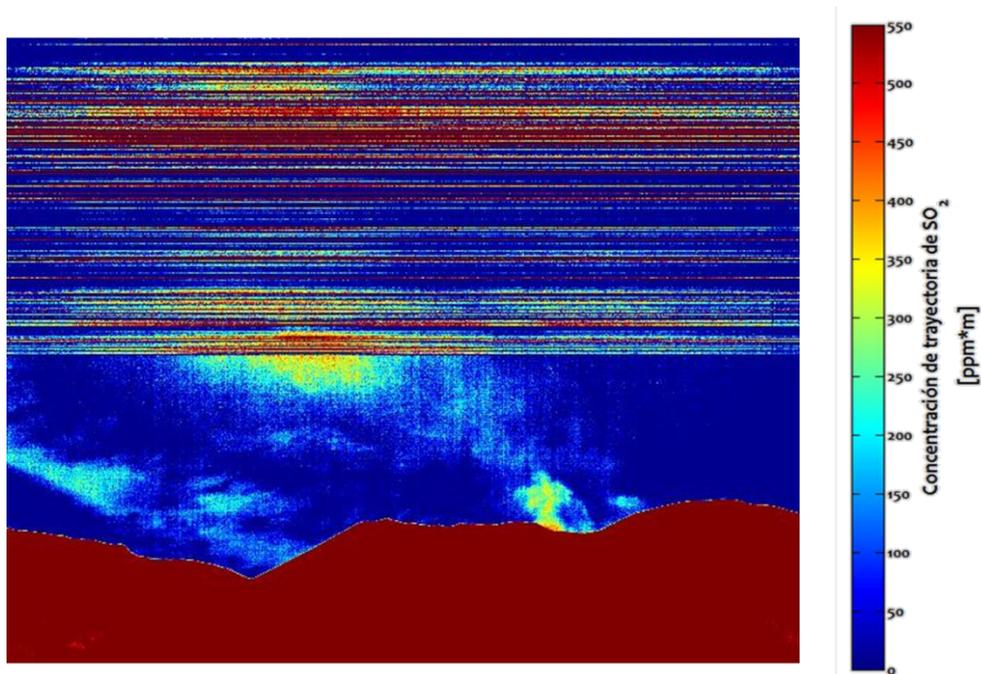


Figura 5. 30. Imagen en ppm·m de SO₂ para la secuencia 0000 de L3 del volcán Láscar. Ver barra vertical a la derecha de la imagen para los valores. La coloración de la imagen solo tiene sentido para el penacho y la atmósfera que lo rodea. Los parámetros para el cálculo se encuentran en la Tabla 5.7. Las líneas horizontales que cruzan el cielo de la imagen, son resultado de la interpolación de los datos para crear la imagen de radiación de frente y fondo por la presencia de nubes en esa zona (nótese que la distribución de las líneas horizontales está acotada al rango L0-L1).

Tabla 5.7. Parámetros de SO₂ para secuencia 0000 a 0005 del volcán Láscar, desde L3.

$pix_h(m)$	7,94
$pix_w(m)$	6,87
$\theta_0(^{\circ})$	30
$D(km)$	6,81
$Col\ libre$	588
$L0$	1
$L1$	260

Las imágenes de concentración de SO₂ se pueden representar, también, en unidades de masa por área. En términos cualitativos, ambas figuras representan lo mismo: muestran un aumento de la secuencia 0000 en las cercanías del centro de emisión en unidades de ppmm y g/m² (se considera como altura base de emisiones el badén desde el que emana el gas, localizado, aproximadamente, en la fila 405 de las imágenes).

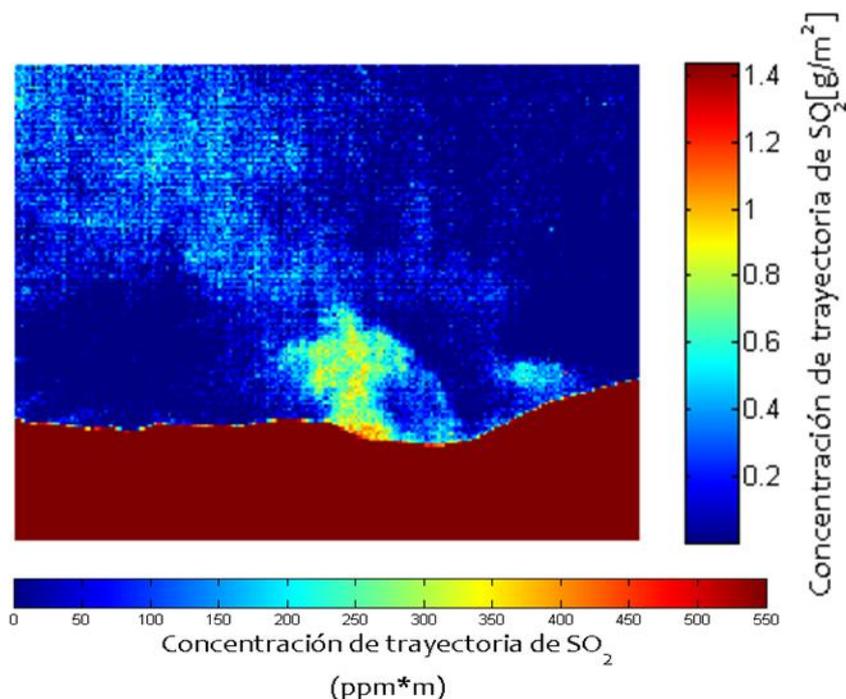


Figura 5. 31. Zoom de imagen de SO₂ a las cercanías del centro de emisión para la secuencia 0000 del Volcán Láscar, en unidades de ppmm y g/m².

La elevación de la cámara medida en terreno fue de 30°, sin embargo, al calcular el tamaño del pixel mediante la técnica de escalar la imagen, se estimó un pixel de 10,6 m de alto, lo que entrega una elevación de 49°. Estos valores se discuten en la sección de discusión.

Estimación de flujo de SO₂

Las travesas se realizan de manera perpendicular al movimiento del penacho. Al observar las imágenes de SO₂ para un conjunto de secuencias procesadas (Figura 5. 32), el desplazamiento del penacho se puede generalizar como un flujo vertical en las cercanías del cráter, por lo que las transectas se definen horizontales (Figura 5. 33). En este caso se trazaron 6 travesas, cada 120 m, aproximadamente, desde los 135 m sobre el centro de emisión hasta los 730 m sobre este.

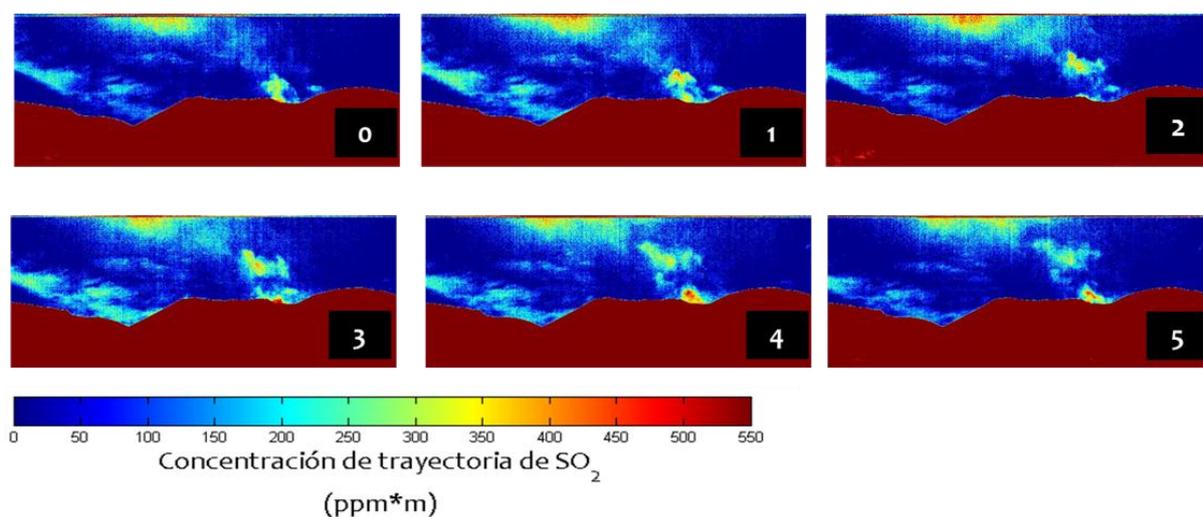


Figura 5. 32. Imágenes de SO₂ para 6 secuencias del Volcán Láscar, desde L3. Las imágenes representan un lapso de tiempo de 2'20". El flujo del gas asciende verticalmente, con una leve tendencia hacia la izquierda del centro de emisión.

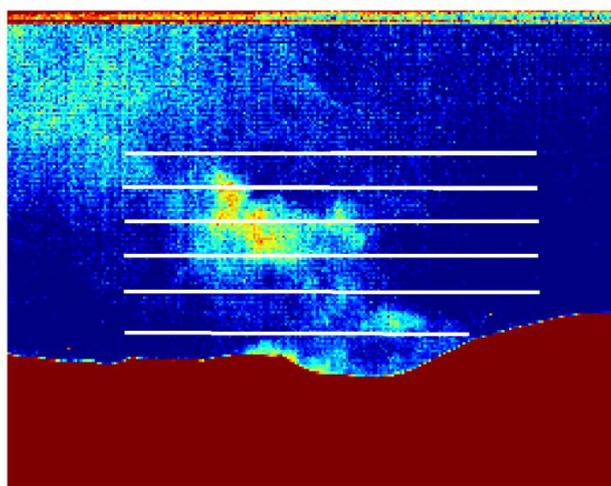


Figura 5. 33. Ejemplo de locación de transectas para calcular el flujo. En la imagen se observan 6 transectas horizontales debido a que el flujo era, aproximadamente, vertical.

Velocidad de desplazamiento del penacho

Se calculó la velocidad de desplazamiento directamente desde las imágenes de SO₂, mediante la técnica del *feature tracking*, como se observa en la Figura 5. 34.

De las 6 secuencias mencionadas anteriormente, se marcaron 2 rasgos del penacho y se realizó el seguimiento de ellos en el resto de las secuencias procesadas (punto blanco y fucsia con borde blanco).

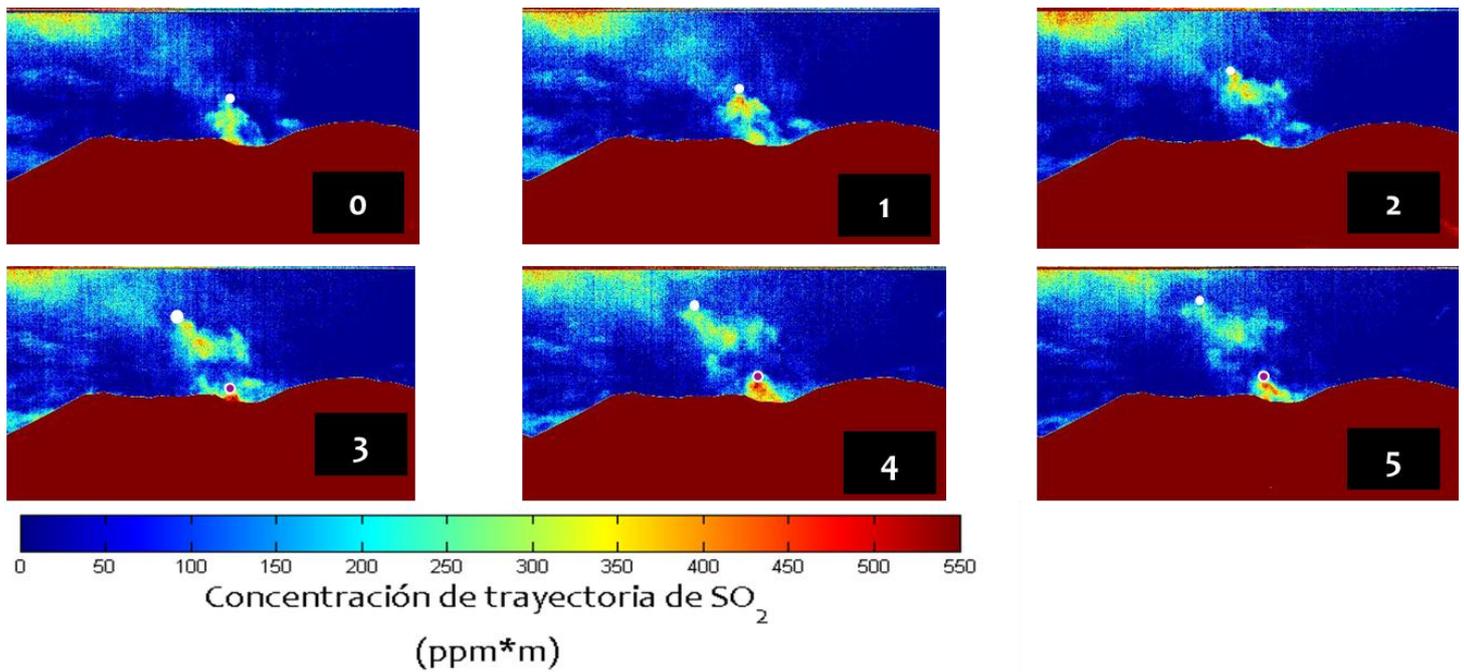


Figura 5. 34. Seguimiento de características del penacho a lo largo de 6 secuencias del volcán Láscar. El punto blanco se utilizó para determinar la velocidad de ascenso del penacho en su techo, desde la secuencia 0000 hasta la 0005. El segundo punto, fucsia con borde blanco, se utilizó para caracterizar el ascenso del material emitido detectado a partir desde la secuencia 0003, continuado hasta la 0005.

La velocidad de ascenso calculada mediante *feature tracking* a lo largo de las 6 secuencias fue de 3,2 m/s, mientras que para el desplazamiento detectado desde la secuencia 3 a 5, se calculó una velocidad de ascenso de 2,5 m/s, es decir un pulso que asciende a menor velocidad que la porción superior.

Resultados: aplicación de la metodología en 3 volcanes del norte de Chile.

La presentación de los resultados incluye los parámetros utilizados para obtener las imágenes de SO₂. Las imágenes procesadas se encuentran en unidades de ppmm y g/m², según convenga; la estimación de la velocidad del penacho y velocidad del viento para la determinación de las tasas de emisión, se presentan solo cuando se determina la posibilidad de obtener una tasa de emisión de gas.

El flujo de SO₂ se presenta en gráficos mediante los que se puede evaluar la variación temporal y espacial de las emisiones gaseosas.

Se exhiben los resultados según la latitud del volcán de norte a sur.

Volcán Irruputuncu

- Fecha mediciones: 12 de diciembre de 2013

Se realizaron mediciones desde dos puntos, que se describen en la Tabla 6.8. El acceso a mejores locaciones se vio impedido por ser una zona fronteriza con Bolivia y a recientes actos delictuales en el sector limítrofe.

Tabla 6.8. Ubicación de cámara IR para mediciones en el volcán Irruputuncu.

Locación	Ubicación		Hora (UTC)		Total secuencias	Tipo de referencia	Distancia horizontal al cráter (km)
	E	N	inicio	fin			
Irru #1 (12-dic)	535520	7706640	19:34	19:37	6	previa	10.53
Irru #2 (12-dic)	544715	7705180	20:19	20:26	13	previa	2,98

La Figura 6. 1 muestra la vista del volcán y penacho desde Irru #2, para dos momentos distintos. A pesar de que el penacho muestra un desplazamiento hacia la derecha de la imagen (el este), se observa que existen variaciones de la altura que alcanza el penacho.



Figura 6. 1. Fotografía del volcán Irruputuncu en dirección de las mediciones con la cámara IR (Irru#2). Se observa un penacho diluido con desplazamiento hacia la derecha de la imagen. El cuadro superior muestra en detalle el penacho en el que se observa el desplazamiento a la derecha y mayor dispersión que en la imagen anterior.

Irru #1

Imágenes SO₂

El cálculo de la concentración lineal de SO₂ (ppmm) se realizó según los parámetros que se muestran en la Tabla 9.

Tabla 9. Parámetros de SO₂ para secuencia 4 del volcán Irruputuncu, desde Irru #1

$pix_h(m)$	10,62
$pix_w(m)$	11,01
$\theta_0(^{\circ})$	15
$D(km)$	10,53
$Col\ libre$	400
$L0$	1
$L1$	380

Se ha utilizado la elevación medida en terreno. Con esto, se calculó el valor del alto de pixel.

La Figura 6. 2 muestra una imagen de SO₂ obtenida desde la locación Irru #1. No se distingue penacho en la imagen. Los valores de pixel en las cercanías de la cima están alrededor de los 200-250 ppmm. Durante la breve instancia de mediciones en esta locación, no se observaron nubes que pudiesen interferir con la adquisición de datos.

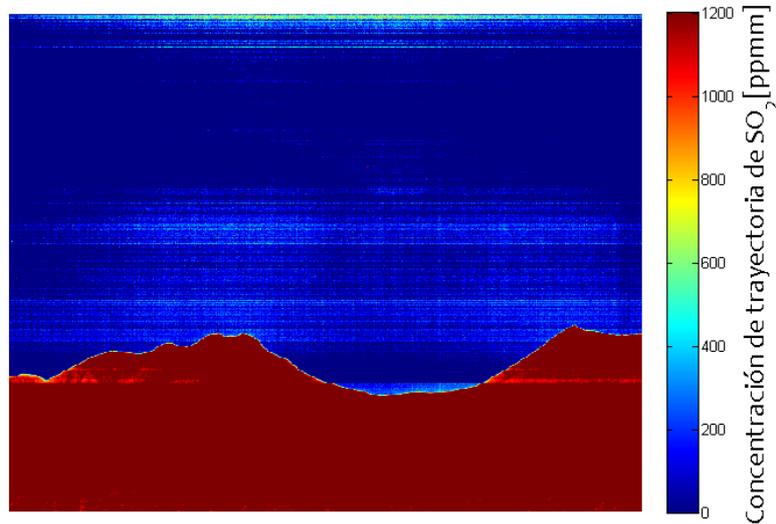


Figura 6. 2. Imagen de SO₂ (ppmm) para el volcán Irruputuncu, secuencia 0004, desde Irru #1. Esta imagen es un muy buen ejemplo de cielo descubierto.

Al hacer zoom y disminuir el contraste de la imagen, se observa mejor la variación de valor de pixel en la misma imagen, alrededor de la cima (Figura 6. 3). Según esto, el penacho volcánico, de estar presente en la imagen, tendría concentraciones de 250 ppmm, aproximadamente. Sin embargo, en la misma imagen, se observa que es un área mayor a la del penacho la que conforma los valores de 250 ppmm, o superiores.

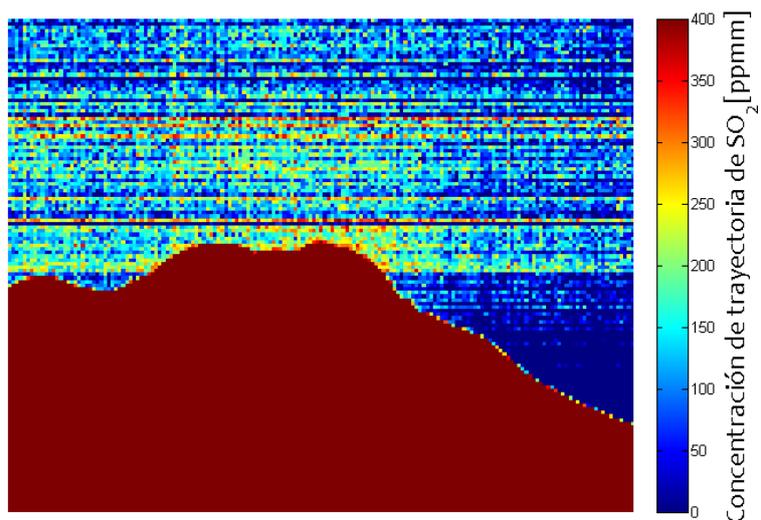


Figura 6. 3. Aumento de Figura 6. 2 en el área de la cumbre del volcán Irruputuncu donde se encontraría el penacho volcánico. Los valores de pixel en este sector son del orden de las 250 ppmm.

Flujo SO₂

De la imagen de SO₂, no se distingue ningún la morfología de un cuerpo gaseoso al que se le pueda aplicar la técnica de las transectas, por lo que no se continúa con la obtención de flujo en este conjunto de imágenes.

Irru #2

Imágenes SO₂

El cálculo de la concentración lineal de SO₂ (ppmm) se realizó según los parámetros que se muestran en la Tabla 10.

Tabla 10. Parámetros de SO₂ para secuencia 1 del volcán Irruputuncu, desde Irru #2

<i>pix_h(m)</i>	3,02
<i>pix_w(m)</i>	3,00
<i>θ₀(°)</i>	25
<i>D(km)</i>	2,89
<i>Col libre</i>	550
<i>L0</i>	1
<i>L1</i>	350

Para la obtención de esta imagen, se ha utilizado la elevación medida en terreno y, al igual que en Irru #1, se calculó el alto de pixel a partir de este dato.

En la Figura 6. 4 se distinguen tonos celestes (~300-500 ppmm) en las cercanías de la cima (circunferencia amarilla), lo que podría corresponder al penacho volcánico, al comparar esta imagen con la fotografía de la Figura 6. 1. Los máximos de concentración de SO₂ en ese sector, bordean los 400 ppmm.

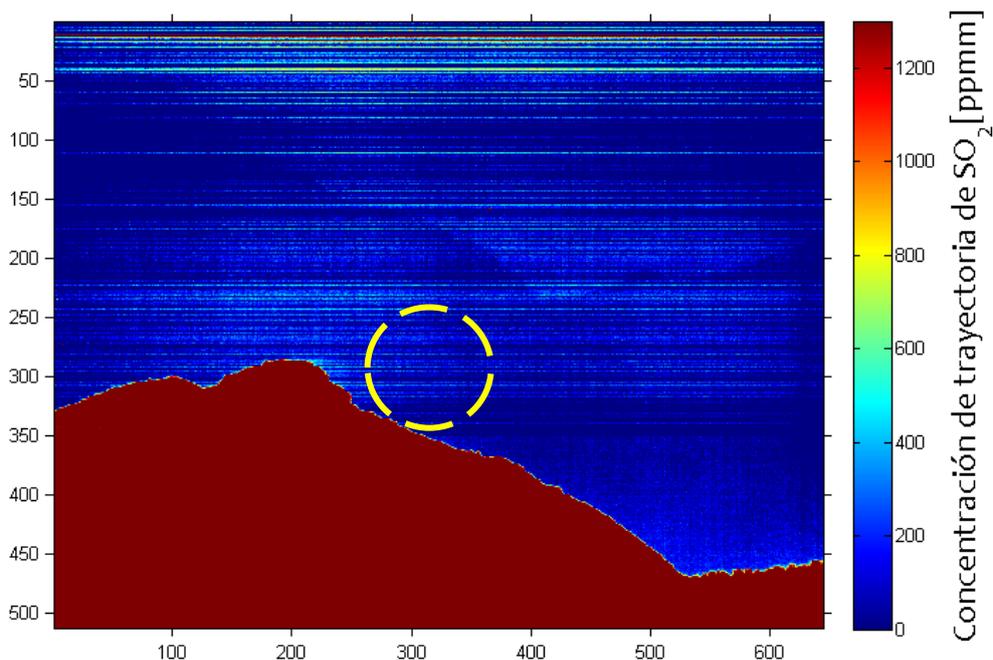


Figura 6. 4. Imagen de SO₂ (ppmm) para la secuencia 3 desde locación Irru #2 Los ejes verticales y horizontales corresponden al número de filas y columnas, respectivamente. El valor de concentración en ppmm se encuentra en la barra de color al costado derecho de la figura. El área delimitada por la circunferencia amarilla, corresponde a la localización del penacho en base a las observaciones de terreno durante las mediciones.

Al hacer zoom a la imagen anterior, se distingue levemente el conjunto de pixeles que representaría el penacho (Figura 6. 5).

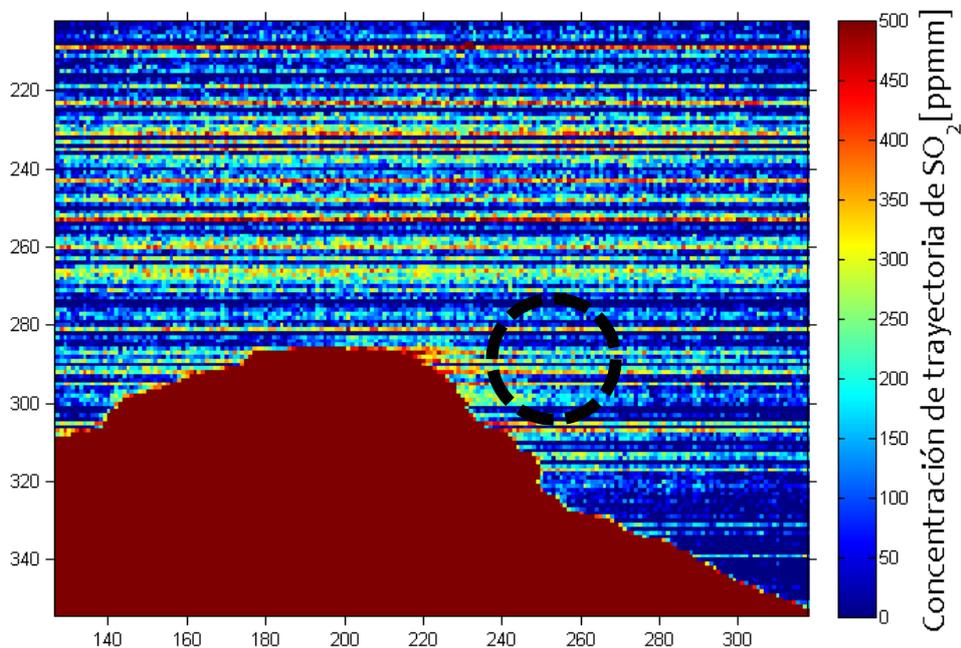


Figura 6. 5. Aumento en la zona del penacho para la secuencia 0003. Los ejes verticales y horizontales corresponden al número de filas y columnas, respectivamente. El valor de concentración en ppmm se encuentra en la barra de color al costado derecho de la figura. El área delimitada por la circunferencia negra, corresponde a la localización del penacho en base a las observaciones de terreno durante las mediciones, que se corresponde con las máximas concentraciones de SO₂.

Al aumentar la imagen, se observa con mejor detalle la concentración de SO₂ en el penacho, aproximadamente delimitado por circunferencia negra. Se observa que los máximos valores llegan hasta 450 ppm.

Flujo SO₂

Al igual que para Irru #1, las dimensiones, morfología y desplazamiento del penacho no se distinguen adecuadamente, por lo que no se procede a calcular flujo.

Volcán Ollagüe

- Fecha mediciones: 12 de diciembre de 2013

Se realizaron mediciones desde una ubicación, que se describe en la Tabla 11. El acceso a una zona más proximal se vio limitado por la presencia de un campo minado en este sector.

Tabla 11. Ubicación de cámara IR para mediciones en el volcán Ollagüe.

Locación	Ubicación		Hora (UTC)		Total secuencias	Tipo de referencia	Distancia horizontal al cráter (km)
	E	N	inicio	fin			
Oll #1 (12-dic)	576090	7643750	14:16	14:28	24	<i>previa</i>	8,29

Desde el punto de medición se observó un penacho pequeño (Figura 6. 6). Al fotografiar con aumento, se distingue el penacho blanco, con un comportamiento ascendente y luego desplazamiento hacia atrás del volcán, acompañado de la dilución de este.

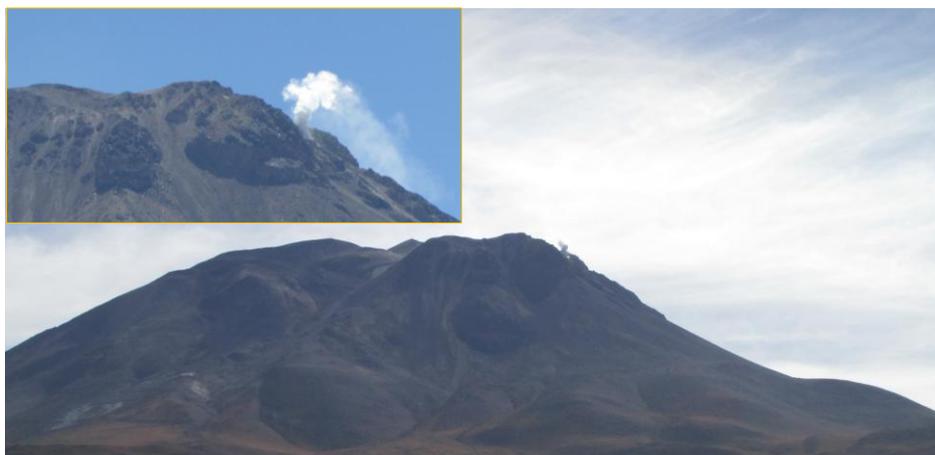


Figura 6. 6. Fotografía del volcán Ollagüe en dirección de las mediciones con la cámara IR (Oll#1). El cuadro superior muestra en detalle la emisión de gas en el que se observa un penacho denso en la base con desplazamiento y dispersión hacia atrás del volcán (dirección NE).

Imágenes SO₂

El cálculo de la concentración lineal de SO₂ (ppmm) se realizó según los parámetros que se muestran en la Tabla 12. Se escogió como límite inferior de la barra vertical (L1) un valor inferior a lo recomendado ya que en filas mayores (hacia abajo en las imágenes) se observa la presencia de nubes.

Tabla 12. Parámetros procesamiento de imágenes para el volcán Ollagüe.

<i>pix_h</i>	8,7
<i>pix_w</i>	8,3
<i>θ₀</i>	17
<i>D</i>	8,29
<i>Col libre</i>	336
<i>L0</i>	1
<i>L1</i>	187

En las Figura 6. 7 y Figura 6. 8 (aumento de la anterior) se observa una imagen de SO₂, en que los valores de pixel que conforman el penacho se encuentran en el rango 1300-2200 ppmm. Se distingue también que hacia la base del penacho, una pequeña porción del flanco del volcán Ollagüe está por detrás del penacho, razón por la que aumenta el valor de la concentración por sobre las 2200ppmm (límite superior al que se ajustó la imagen).

La Figura 6. 9 muestra en mayor detalle los valores de pixel para la columna de gas del volcán Ollagüe.

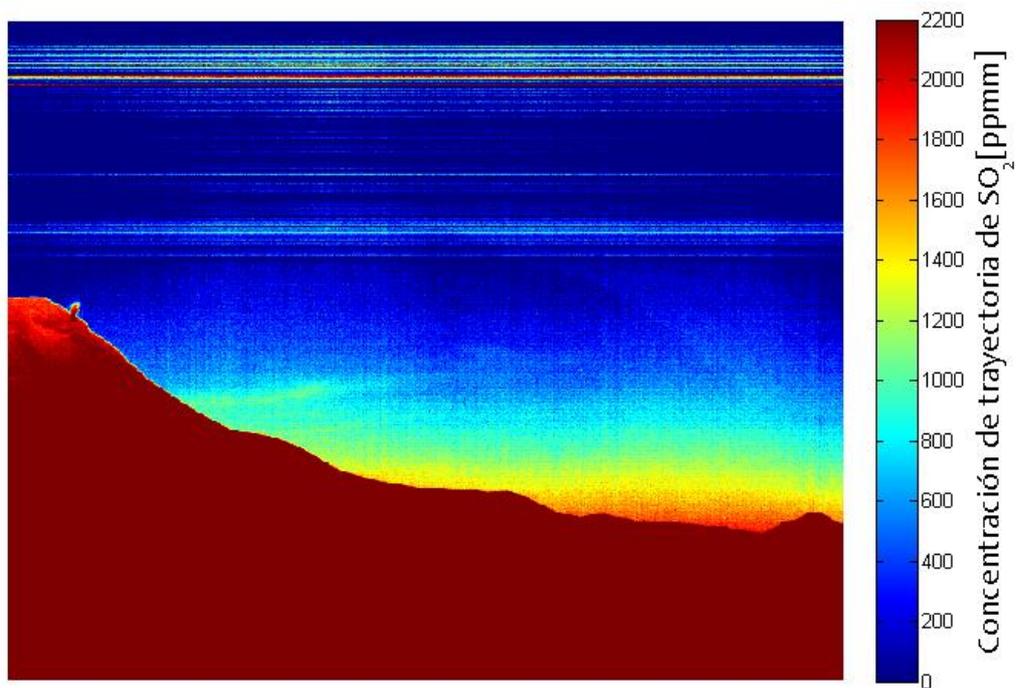


Figura 6. 7. Imagen de SO₂ para el Volcán Ollague (ppmm), secuencia 20. Se distingue el penacho en la ladera superior derecha del volcán, con una morfología similar a la observada en la fotografía de la Figura 6. 6.

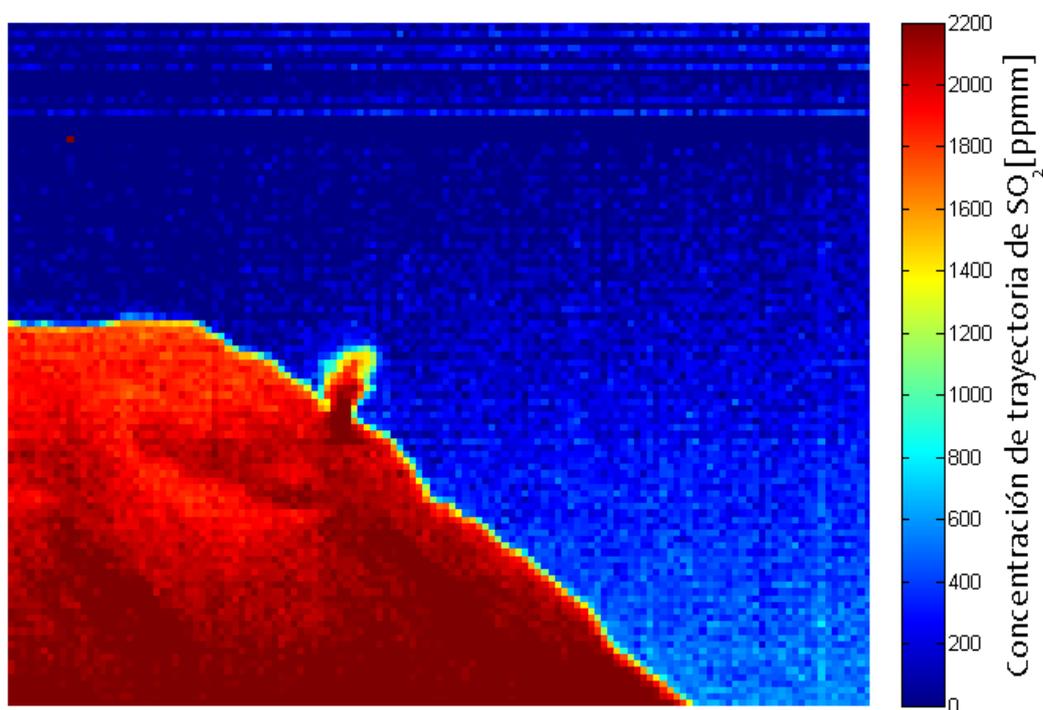


Figura 6. 8. Zoom a la zona del penacho para la secuencia anterior. Las dimensiones del penacho que se observa en la imagen son 130m de alto y 83 m de ancho, aproximadamente.

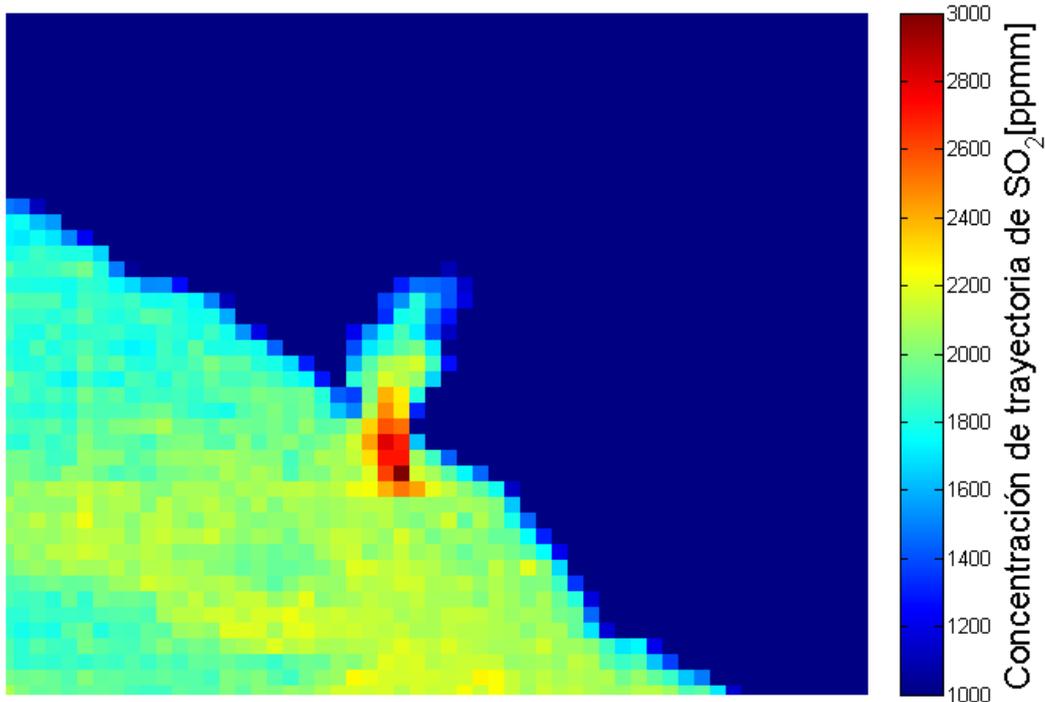


Figura 6. 9. Detalle de la concentración de SO₂ en el penacho del volcán Ollagüe, secuencia 20. Los valores máximos hacia la base del volcán se deben a que parte de la radiación de fondo es la que está emitiendo la ladera del volcán que está por detrás de la columna.

Flujo SO₂

A pesar de conocer que la dirección de desplazamiento del penacho no era perpendicular a la dirección de mediciones (de hecho fue bastante cercano a una orientación colineal), se realizó el *feature tracking* de algunos pixeles para determinar la velocidad, llegando al valor de 0,9 m/s.

Para calcular el flujo, se realizaron transectas perpendiculares a la columna, llevando a cabo transversas cada 17 m (2 pixeles), aproximadamente; desde la altura en que el penacho no era bloqueado por el edificio volcánico. Luego, y debido al pequeño tamaño del penacho, se estimó el promedio del flujo para conjunto de 2 transectas, representando una variación en el flujo cada 35m, aproximadamente, desde la base del penacho (sobre el volcán).

El resultado de flujo se presenta en la Figura 6. 10. Los valores estimados corresponden a un flujo promedio de 0.22 kg/s, lo que equivale a 19 ton/día.

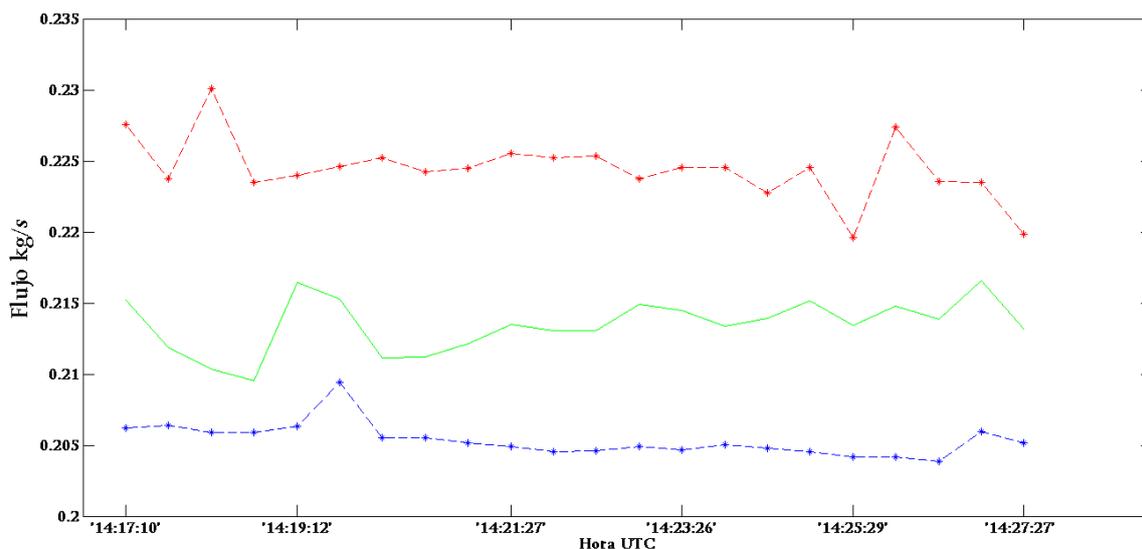


Figura 6. 10. Flujo estimado para el penacho del volcán Ollagüe. Se calcula en el orden de 0.2 kg/s (17 ton/día aproximadamente).

Volcán Láscar

- Fecha mediciones: 10 y 11 de diciembre de 2013

Se realizaron mediciones desde el norte y sur del volcán, locaciones correspondientes a L3; L1 y L2, respectivamente (ver Tabla 13).

Tabla 13. Ubicación de cámara IR para mediciones en el volcán Láscar: L1, y L2 el 10 de diciembre, L3 el 11 de diciembre.

Locación	Ubicación		Hora (UTC)		Total secuencias	Tipo de referencia	Distancia horizontal al cráter (km)
	E	N	inicio	fin			
L1 (10-dic)	631346	7401380	17:50	14:54	8	<i>previa</i>	14,22
L2 (10-dic)	632826	7407855	19:13	19:24	24	<i>intermitente</i>	8,46
L3 (11-dic)	576090	7643750	13:53	14:10	36	<i>previa</i>	6,81

L1

Imágenes de SO₂

Las 8 secuencias que se adquirieron desde este punto de medición, se procesaron según los mismos parámetros (Tabla 14).

Tabla 14. Parámetros procesamiento de imágenes para todas las secuencias del volcán Láscar, desde L1.

$pix_h(m)$	14,80
$pix_w(m)$	14,60
$\theta_0(^{\circ})$	9
$D(km)$	14,22
<i>Col libre</i>	84
L0	1
L1	221

La columna libre en la posición 84 (a la izquierda del centro de emisión), fue escogida debido a que el desplazamiento del penacho observado desde las imágenes de temperatura de brillo correspondía hacia arriba y derecha de las imágenes. Por otra parte, esta era la única zona libre de potencial SO₂ y nubes, como se observa en ambas imágenes de la Figura 6. 11.

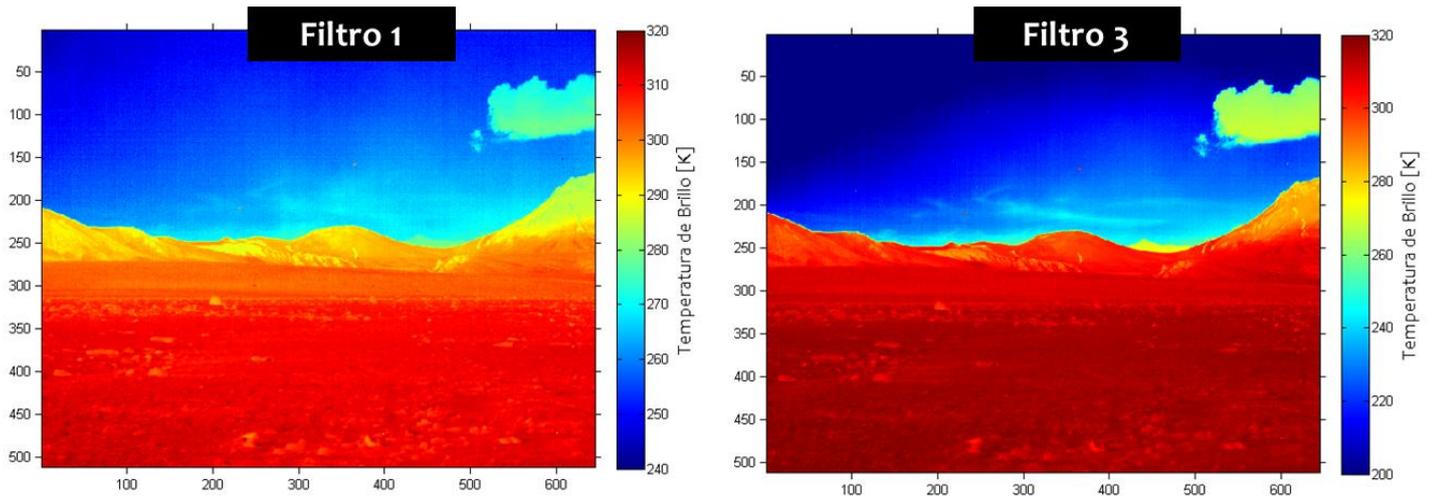


Figura 6. 11. Imágenes de temperatura de brillo de los filtros 1 y 3 para la secuencia 5, del volcán Láscar, desde L1 (Corresponde a una vista desde el sur del volcán). El volcán Láscar se encuentra al centro de las imágenes. En el extremo superior derecho se observa una nube. La barra vertical al costado derecho de cada imagen corresponde a la temperatura de brillo. Nótese la diferencia de temperatura de brillo de cada imagen en la porción correspondiente

De la figura anterior, se puede extraer una diferencia aproximada de 20 K para las cercanías al centro de emisión (inicio del penacho volcánico).

Al procesar las imágenes según los parámetros desplegados en la Tabla 14 se obtienen las imágenes de SO₂ para las 8 secuencias, correspondientes a un lapso de tiempo de 3'15''. La Figura 6. 12 presenta estas imágenes aumentadas para el área del cráter. La concentración de SO₂ en las proximidades de este se encuentra entre las 550 y 650 ppmm con máximos sobre los 750 ppmm, estos últimos solo reconocibles en la secuencia 5.

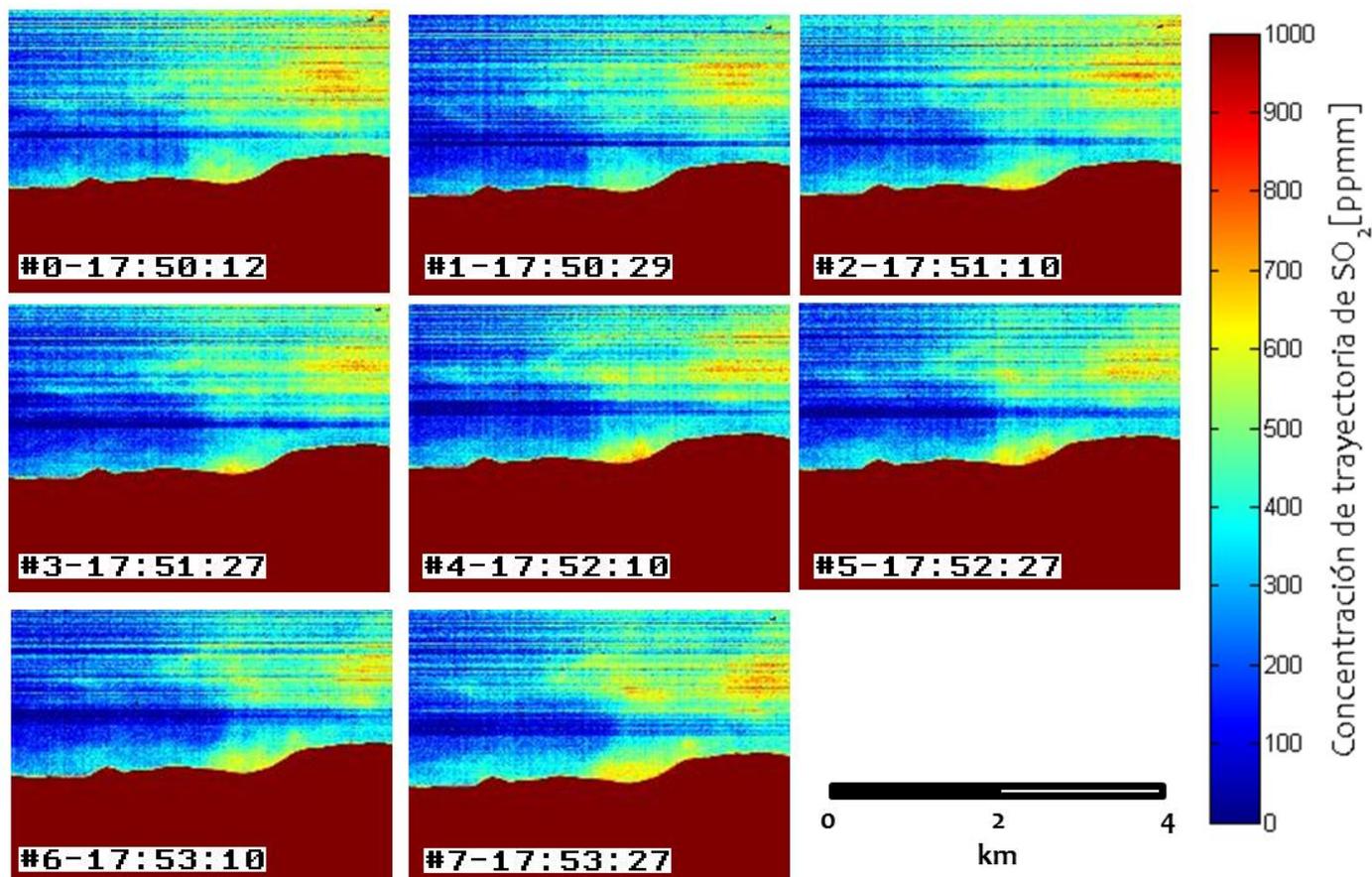


Figura 6. 12. Imágenes de SO₂ (ppmm), aumentadas en la zona del penacho, para las 8 secuencias capturadas desde L1 del volcán Láscar. La barra vertical al costado derecho de la figura, representa la concentración en ppmm. La escala horizontal se encuentra en el extremo inferior de la figura. Cada imagen se presenta con el número de secuencia (x) y tiempo de adquisición EDAT de la imagen de escena (#x - HH:MM:SS).

Flujo SO₂

El desplazamiento del penacho se calculó mediante la integración de diversas observaciones de las imágenes.

La primera tarea fue determinar con exactitud la dirección de desplazamiento del gas en el corto tiempo de mediciones. Para esto, se comparó la posición de la nube del extremo superior derecho entre la primera secuencia (#0) y la última (#7). En la Figura 6. 13 se observan las imágenes de temperatura de brillo del filtro 1, en las que se observa un desplazamiento hacia el este. En los 195'' que hay entre cada imagen, la nube se desplazó 321 m, lo que corresponde a una velocidad de 1,6 m/s.

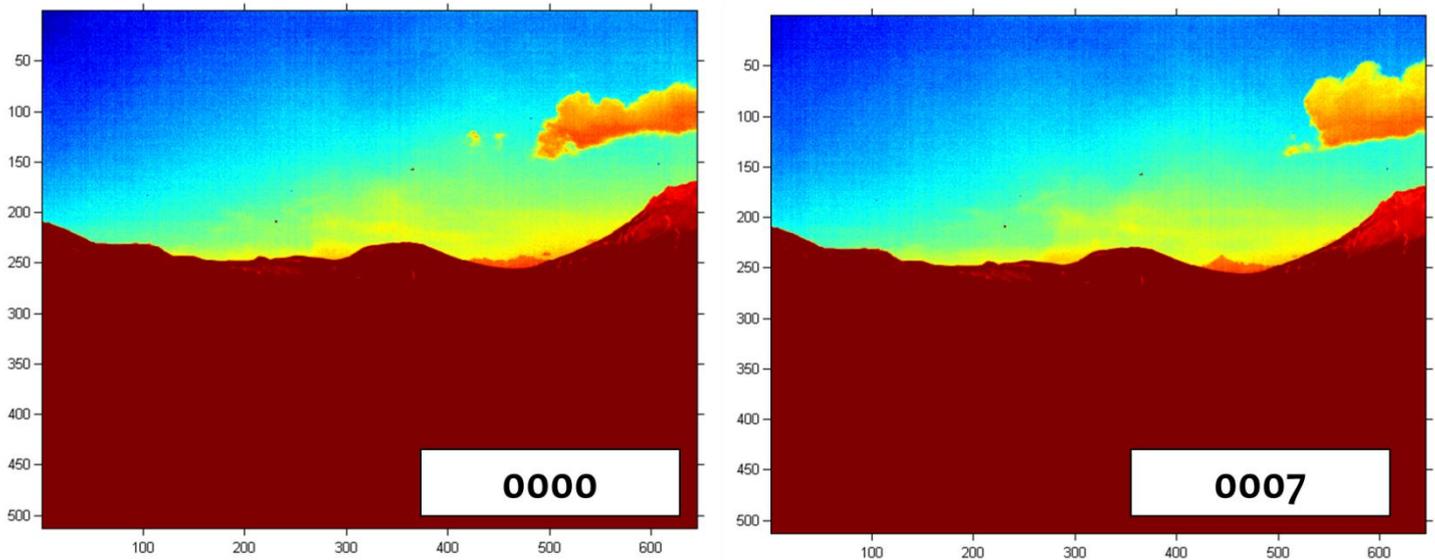


Figura 6. 13. Imagen de temperatura de brillo para la primera (0000) y última (0007) secuencia del filtro 1. En la imagen, se observa que la nube del extremo superior de ha desplazado hacia la derecha, evidencia de que al menos 1,5 km aprox. sobre el cráter, el transporte de masa ocurrió hacia el este, a una velocidad media de 1.6 m/s.

Este es un resultado preliminar del desplazamiento del penacho, sobre todo considerando el cambio de morfología de la nube debido a la dilución de esta, lo que probablemente induce en algún error al determinar exactamente el desplazamiento.

En base al desplazamiento anterior, el flujo estimado para este caso es de

L2

Este punto de mediciones se encuentra al norte de L1.

Para efectos de muestreo, de las 24 secuencias que se adquirieron desde este punto de medición, se procesaron 10 según los mismos parámetros (Tabla 15). En todas las imágenes adquiridas se observa la presencia de nubes en el fondo.

Imágenes de SO₂

Tabla 15. Parámetros procesamiento de imágenes para las secuencias 0000 a 0010 del volcán Láscar, desde L2.

$pix_h(m)$	
$pix_w(m)$	
$\theta_0(^{\circ})$	15

	<i>D(km)</i>	8,46
	<i>Col libre</i>	99
	<i>L0</i>	1
<i>Flujo SO₂</i>	<i>L1</i>	200

L3

Imágenes de SO₂

El cálculo de la concentración lineal de SO₂ (ppmm) se realizó según los parámetros que se muestran en la Tabla 16. Se utilizó la elevación medida en terreno, con lo que se calculó el alto del pixel, necesario para obtener la velocidad de desplazamiento mediante la técnica del *feature tracking*.

Tabla 16. Parámetros de SO₂ para las secuencias 0000 a 0005 del volcán Láscar, desde L3.

	<i>pix_h(m)</i>	7,94
	<i>pix_w(m)</i>	6,87
	<i>θ₀(°)</i>	30
	<i>D(km)</i>	6,81
	<i>Col libre</i>	588
	<i>L0</i>	1
	<i>L1</i>	260

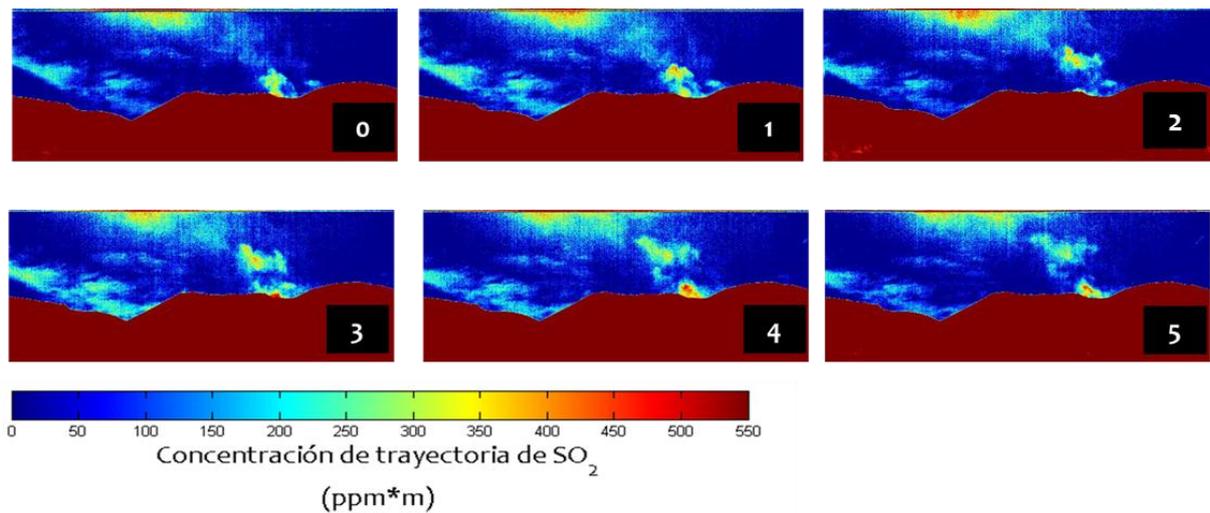


Figura 6. 14. Imágenes de SO₂ para 6 secuencias del Volcán Láscar, desde L3. Las imágenes representan un lapso de tiempo de 2'20". La barra horizontal inferior detalla la concentración.

Flujo SO₂

Para calcular el flujo de SO₂, se realizaron 5 travesas de 1,16 km de longitud, que atravesaban horizontalmente al penacho volcánico observado en las secuencias 0000 a 0005. La primera transecta se localizó 250 m sobre el nivel del cráter, y las cuatro restantes se localizaron cada 120 m, aproximadamente.

La velocidad de desplazamiento vertical estimada fue de 3.27 m/s, y con este valor se procedió a calcular las tasas de emisión en cada transecta para cada secuencia. La Figura 6. 15 despliega los valores obtenidos.

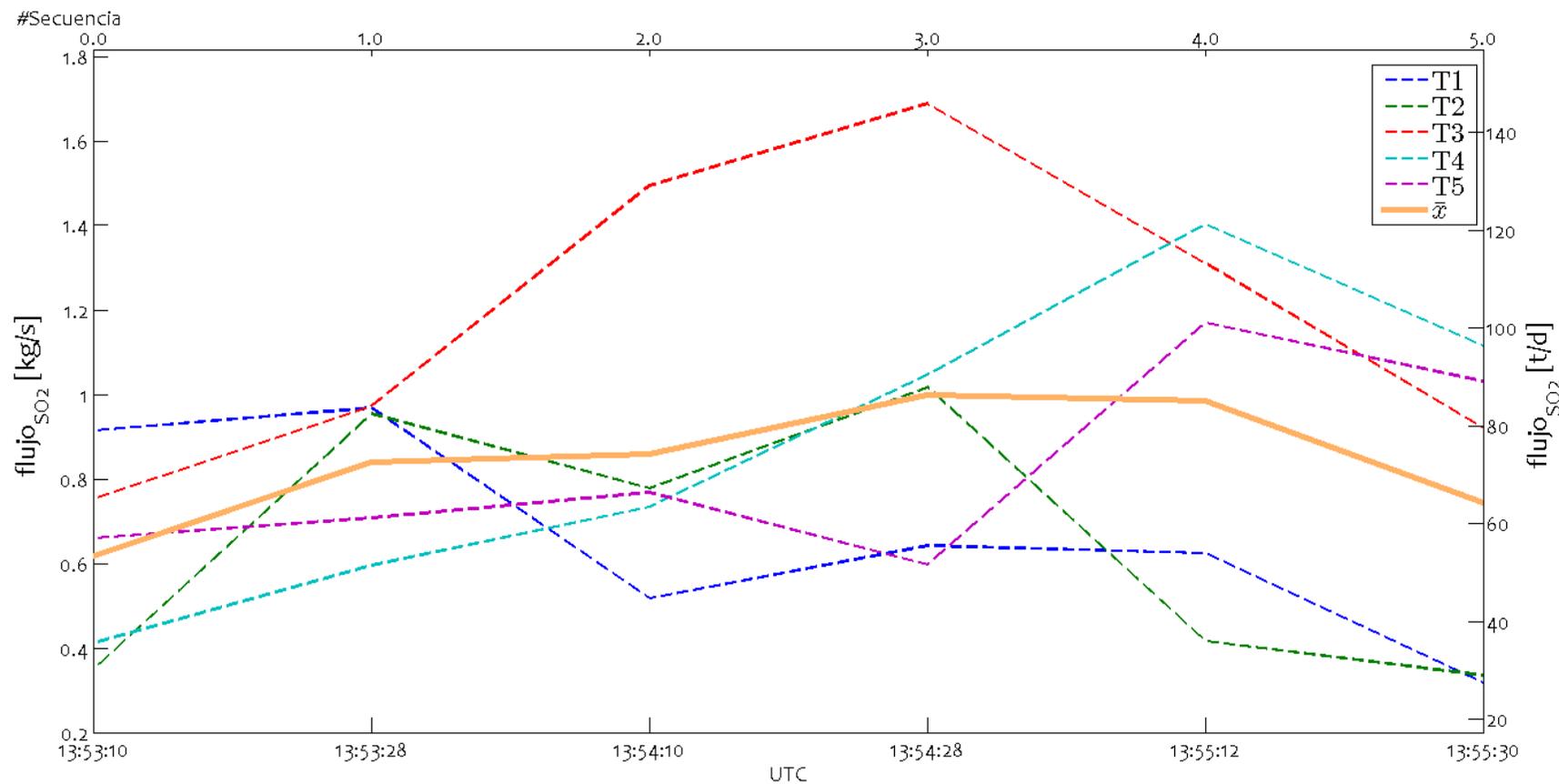


Figura 6. 15. Flujo de SO₂ estimado para 2'20" de mediciones, correspondiente a 5 transectas de las secuencias 0000 a 0005 del volcán Láscar, desde L3. También se ha graficado la media. El eje horizontal inferior representa la temporalidad en que fueron adquiridas las imágenes (UTC) y el eje superior representa el número de secuencia asociado. Los ejes verticales corresponden al flujo estimado, en kg/s (izquierda) y ton/día (derecha). La primera transecta (T1) se encuentra a una distancia de 250 m sobre el nivel donde comienzan las emisiones, mientras que T5 se encuentra a 730 m sobre este mismo nivel.

Discusiones

Mediciones

Se ha definido como medición la captura de imágenes mediante la cámara infrarroja, por lo que el primer factor a analizar es la calidad de las muestras del presente estudio. De esta manera los flujos estimados en los volcanes Ollagüe e Irruputuncu no se considerarán para discutir, puesto que la captura de imágenes no se realizó de manera óptima sin embargo se toman en cuenta como casos de estudio gracias a los que es posible acotar las limitaciones del equipo y procesamiento de datos.

Se consideran en esta discusión los flujos estimados a partir de las mediciones realizadas en L3 en volcán Láscar.

Para el caso del volcán Láscar, las mediciones óptimas -por proximidad a la fuente de emisión-, han sido las realizadas en L3, sin embargo, como se puede observar en la Figura 7. 1, la existencia de nubosidad en el área circundante a la porción superior del penacho volcánico se presenta como un inconveniente para elegir L0 y L1, lo que resulta en la alteración de la imágenes al estimar concentraciones de SO_2 (líneas horizontales en la porción superior de la imagen). Por lo tanto esos pixeles (toda el área que abarcan las líneas horizontales) no deben ser considerados, así como tampoco estimar flujos.

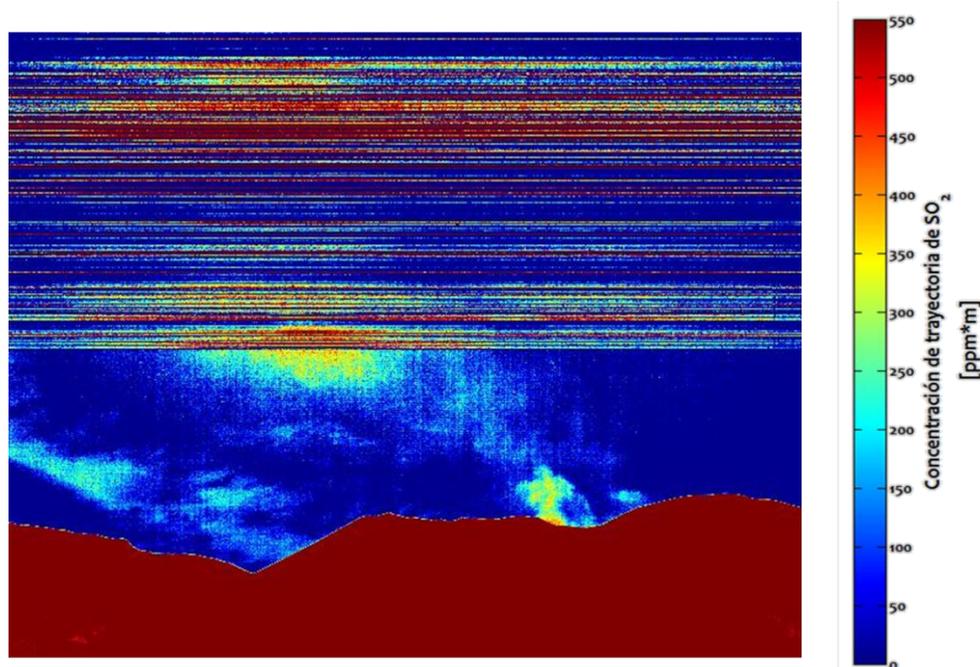


Figura 7. 1. Imagen en ppmm de SO_2 para la secuencia 0000 de L3 del volcán Láscar. Ver barra vertical a la derecha de la imagen para los valores de concentración.

Para mejorar ese punto, se recomienda elegir momentos en que el cielo esté completamente descubierto de nubosidad y acompañar las mediciones infrarrojas con videos o fotografías en el espectro de luz visible para confirmar ausencia de vapor de agua.

La posición de la cámara, con distancia horizontal máxima de 10 km, debe ser perpendicular a la dirección de desplazamiento del penacho volcánico, de esta manera se puede estimar el flujo para un penacho en ascenso, desplazamiento oblicuo (en el plano bidimensional) y vertical. En caso de no poder optar a una locación perpendicular, se puede estimar la corrección según el ángulo de intersección entre el desplazamiento del penacho y la cámara, con lo cual es posible corregir el flujo. Para realizar esto, se puede asumir como dirección de desplazamiento la dirección del viento en las cercanías del volcán, a través de modelos atmosféricos o estaciones meteorológicas, o incluso realizar mediciones infrarrojas mientras un globo meteorológico sondea las condiciones atmosféricas.

La elevación de la cámara, no debe superar los 20°, para así disminuir el error asociado a la corrección vertical.

Procesamiento de imágenes

En la estimación de la concentración de SO₂, es de vital importancia que la elección de la columna libre (L0-L1), sea lo más cercana al penacho y que esté libre de nubosidad, puesto que lo que se intenta es tener la radiación “sin penacho”, es decir, de los planos de frente y fondo. También, debe ser lo más larga posible, abarcando más de 300 píxeles de largo.

En el procesamiento de las imágenes de este estudio, la elección de la columna libre (L0-L1) fue la misma para cada grupo de imágenes (conjunto de secuencias), sin embargo, para perfeccionar la técnica, se puede utilizar una columna independiente, evaluando caso a caso cada secuencia. A priori esto implica una demora en el procesamiento de las imágenes, puesto que le quita la automaticidad al procesamiento, pero a la vez le entregaría mayor precisión, especialmente en casos en que se procesa una gran cantidad de datos, por ejemplo, procesamiento de imágenes capturadas a lo largo de 24 horas, o en volcanes donde el régimen de viento es variable y el desplazamiento del penacho puede cambiar de manera arbitraria.

Velocidad de desplazamiento del penacho.

Se puede utilizar el cálculo manual de desplazamiento del penacho determinando la velocidad mediante *feature tracking*, técnica que se recomienda para las cercanías del cráter, en que es posible seguir alguna característica morfológica del penacho gracias a que no se ha diluido lo suficiente.

Cuando no es posible realizar se puede estimar la velocidad de desplazamiento como la velocidad del viento en esa zona, mediante la base de datos de modelos atmosféricos globales para la locación y altitud de interés.

Resultados obtenidos y otros estudios

Es posible comparar los resultados obtenidos en este estudio con los obtenidos mediante una cámara ultravioleta Geoffroy (2014)., ya que las mediciones fueron realizadas

de manera casi simultáneas y los flujos calculados en las proximidades del cráter. A pesar que el orden de magnitud es el mismo, el detalle de los flujos estimados difiere en un 170%.(Figura 7. 2).

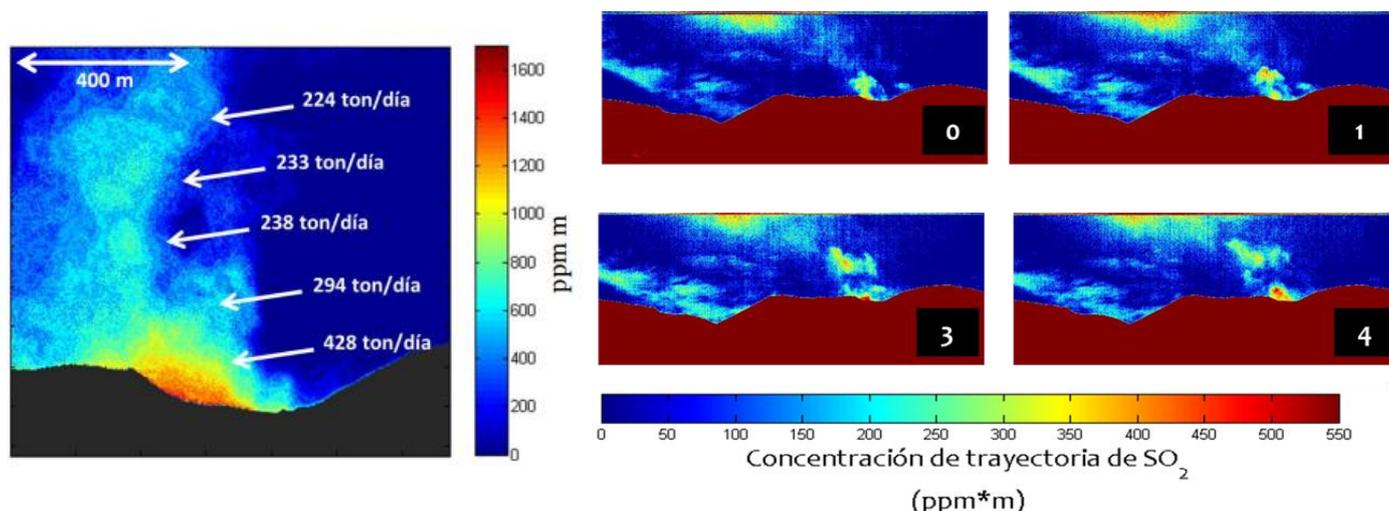


Figura 7. 2. Comparación de las concentraciones de SO₂ (ppmm). Panel izquierdo modificado de Geoffroy (2014), panel derecho corresponde al presente estudio, donde se estimó un máximo de 140 ton/día para una transecta a 390 m sobre el nivel del cráter.

Esta diferencia puede explicarse por la diferencia entre las concentraciones lineales y la velocidad de desplazamiento: en las transectas en que se ha estimado el flujo, el presente estudio estima una concentración cercana a las 300 ppmm mientras que Geoffroy (2014) presenta el doble (alrededor de 600 ppmm), con flujos calculados, aproximadamente, a 400 metros sobre el nivel del cráter de 140 ton/día y 238 ton/día, con velocidades de desplazamiento de 3.27 y 3.9 m/s respectivamente. El presente estudio estimó concentraciones máximas de 500 ppmm mientras que Geoffroy (2014) obtuvo un máximo circundante a las 1200 ppmm. La variación en la velocidad del viento entre ambos estudios es del 19% mientras que la variación de las concentraciones máximas de ppmm es del 240%. Al ser directamente proporcional al flujo estimado, cada factor (velocidad de desplazamiento y concentración lineal) puede explicar parte de las diferencias.

También es posible comparar con mediciones realizadas con el mismo instrumento (NicAir 1) pero realizadas casi 2 años antes: para mediciones en Noviembre de 2011, López et al (2015) estimaron flujos de 130 ton/día, con concentraciones lineales también similares con el presente estudio, entre 150 y 300 ppmm y velocidad de desplazamiento en el rango de 4 a 6 m/s.

Donde existe mayor diferencia es con Mather et al (2004), quienes estimaron, una media de 27.8 kg/s, equivalente a 2289 ton/día. Consideran que puede haber estado algo elevada producto de una menor explosión la madrugada anterior pero está acorde con los resultados presentados por Andres et al (1991) de 27 kg/s en Diciembre de 1989, equivalentes a 2223 ton/día.

En Noviembre de 2013 según mediciones con un SCAN DOAS (Estación Lejía, OVDAS) el flujo medio diario fue de 1044 ton/día. Cabe señalar que el SCAN DOAS mide el flujo en otra porción del penacho volcánico, por lo que no serían comparables. No hay registro para Diciembre de 2013.

Significado geológico

La desgasificación de azufre en volcanes puede ejercer influencia en la evolución magmática, con el potencial de detonar una erupción; representa oportunidades para el monitoreo y evaluación del riesgo volcánico y puede resultar de gran impacto en la atmósfera, clima, y ecosistemas terrestres (Oppenheimer et al, 2011). En este sentido, las estimaciones de flujo de dióxido de azufre son una muestra de las emisiones de S en el Volcán Láscar que pueden dar cuenta de procesos que están ocurriendo dentro del conducto, así también como de la actividad geotermal en las cercanías del cráter.

Andres et al (1991) calificaron al volcán Láscar como un centro eruptivo con exceso de emisiones de SO₂, producto de los altos flujos estimados (media de 2300 +-1120 ton/día con mínimo de 540 ton/día y máximo de 6970 ton/día) y sugieren que la generación e intrusión de un magma basáltico en uno más silíceo es el responsable. Valiéndose de esta información y uniendo observaciones propias junto a otros estudios, Matthews et al (1997), presentan un modelo de 4 etapas para la actividad cíclica observada entre 1984 a 1996; donde los cambios en las emisiones, erupciones vulcanianas y presencia de fumarolas van de la mano con ascenso y subsidencia de un domo y variaciones en la permeabilidad y porosidad de este.

En enero de 2003, Mather et al (2004) miden hasta 2998 ton/día y relacionan el elevado valor a explosión menor la madrugada anterior. Considerando los resultados de López et al (2015) y el presente estudio, se sugiere que en la temporalidad del presente estudio (Diciembre de 2013) no hubo cuerpo magmático superficial en el conducto del Volcán Láscar sin embargo puede haber ocurrido un leve ascenso o cambio en la dinámica al interior del conducto que desencadenó en la última erupción vulcaniana en Octubre de 2015, con una columna de 2.5 km de altura.

A futuro esta información se puede agrupar con otras técnicas instrumentales, (sismicidad, deformación, entre otros) para descubrir los procesos que pueden originar ascenso o descenso de cuerpos magmáticos, por ejemplo. Como lo hicieron Nadeau et al (2014), quienes sugieren que el ascenso del lago de lava por sobre el nivel base, va acompañado por el descenso en la actividad sísmica (amplitud del temblor) y también en las emisiones de SO₂, puesto que debajo del lago de lava se libera el gas provocando el ascenso la superficie de este. Luego, en el descenso abrupto del nivel del lago de lava, aumenta la emisión de SO₂ y la señal sísmica.

Conclusiones

Mediante el procesamiento de los datos obtenidos es posible estimar concentración de SO₂, altura de columna y velocidad de desplazamiento de la misma junto con la variación temporal en las emisiones gaseosas.

El procesamiento de imágenes mediante el *software* Matlab ha resultado ser completo, la visualización de las imágenes es sencilla y las herramientas del programa son de fácil uso.

El proceso de estimación de SO₂, sin embargo, requiere mejoras cuando se trabajen penachos con una componente de ceniza, o se realicen mediciones desde largas distancias (>20km).

Se delimitan, además, algunas condiciones que el penacho debe cumplir para realizar la estimación del flujo correctamente, resultado de las mediciones realizadas en los volcanes Iruputuncu y Ollagüe, en los que no se valida en totalidad el flujo estimado pues el penacho era muy pequeño para el caso del volcán Iruputuncu y por la dirección del penacho y las mediciones para el caso del volcán Ollagüe.

Con respecto a la porción instrumental de este estudio, la cámara Nicair es un equipo de sencilla manipulación y no presenta inconvenientes en el transporte. Su operación para captura de datos es eficaz y efectiva, y al ser completamente manejada vía computador, no debiese presentar mayor problema²⁹. Para esto, el protocolo de mediciones debe seguirse rigurosamente puesto que hay variables atmosféricas dentro de la adquisición de datos que no se pueden controlar y que interfieren en la radiación percibida por el equipo, como lo es la presencia de vapor de agua (días con alta humedad relativa), nubosidad intermitente que bloquee la radiación entre el penacho y la cámara, entre otros. Estas variables deben ser estudiadas con mayor detalle para conocer cuantitativamente su efecto sobre el procedimiento.

Junto con lo anterior, debe perfeccionarse la exactitud en el cálculo de la velocidad de desplazamiento del penacho, ya que se ha demostrado que este parámetro afecta proporcionalmente el valor final de las tasas de emisión.

Finalmente, la técnica descrita corresponde a un procedimiento factible que permite, además, una aproximación a la comprensión sobre la dinámica de penachos volcánicos. Sin embargo, debe continuar estudiándose la metodología propuesta puesto que se dejan algunas preguntas abiertas sobre la manipulación de los datos obtenidos y el efecto de parámetros atmosféricos.

Alcances y recomendaciones

La principal motivación de esta memoria de título es establecer la cámara infrarroja como un instrumento de monitoreo remoto de SO₂ en Chile. Puede ser utilizada como un método de profundización en la estimación de emisiones en ocasiones especiales (variaciones

²⁹ Se presentaron problemas técnicos de conexión durante el presente estudio que fueron discutidos con personal de Nicarnica. Se trataba de desconexión de cables al interior del aparato.

en los niveles de alerta volcánica, por ejemplo) como también para estudiar el continuo de las emisiones de un centro eruptivo en particular.

En este contexto, OVDAS cuenta con 3 de estos equipos, que por el momento, debido a la escasa información a nivel nacional sobre su uso, no están operativos. En noviembre del 2014, se realizaron las mediciones para calibración de cuerpo negro de los equipos restantes, por lo que se recomienda trabajar en la obtención de los coeficientes lineales para estos dos equipos.

Se propone, también, transformar el lenguaje de programación de Matlab a Python, ya que este último es gratuito y de libre acceso, mientras que Matlab requiere licencia.

Estimación de velocidad de desplazamiento del penacho

En los casos estudiados en esta memoria solo se trabajó con la velocidad estimada y no se conoció la real velocidad de desplazamiento del penacho y este es el escenario más probable para gran parte de los volcanes de Chile. Sin embargo, los modelos atmosféricos globales se presentan como una buena herramienta cuando no se cuenta con datos in situ.

Para trabajar con la velocidad y dirección de desplazamiento más precisa, se recomienda realizar experimentos con radiosondas durante las mediciones y comparar los datos obtenidos a partir de ambos, y de los modelos globales para ver la variación.

Para el caso de crisis volcánicas, los modelos globales no contemplan las variaciones locales de presión y temperatura, por lo que no pueden ser utilizados para estimar tasas de emisión. Es por esto que el presente estudio sugiere que la determinación de la velocidad de desplazamiento del penacho sea calculado mediante las imágenes, conociendo la dirección de desplazamiento del penacho.

Por último, se deja libre la posibilidad de procesar esta base de datos utilizando la técnica de *optical flow* y comparar las velocidades obtenidas.

Causalidad de las emisiones

Conociendo la temporalidad de otros eventos locales (sismos asociados a movimiento de fluidos y rupturas locales al interior del volcán por ejemplo), puede estudiarse la existencia de correlación entre ellos, e incluso, en el largo tiempo, determinar procesos

Como se observó en las estimaciones realizadas, la velocidad de desplazamiento del penacho influye en gran medida en el resultado final de los flujos, por ende, la variación de las tasas de emisión medidas por la cámara pueden responder a procesos atmosféricos y no exclusivamente a magmáticos o hidrotermales. Por ejemplo, un alza repentina en la velocidad del viento, puede acelerar el movimiento del penacho, provocando un aumento en el flujo sin necesariamente aumentar la desgasificación in situ del magma y emisiones de fumarolas. A su vez, el aumento de la velocidad del viento puede provocar una mayor dispersión del penacho volcánico y, quizás, proporcionando un ambiente favorable para las reacciones químicas entre el SO_2 y otros gases, diluyéndolo en la atmósfera. Es por esto que lo recomendable sería estimar las emisiones en las proximidades del cráter.

Las bajas tasas de emisión estimadas en el volcán Láscar se relacionan la ausencia de un cuerpo magmático superficial.

Mediciones simultáneas para determinar la exactitud del método

Existen otros instrumentos, avalados por la comunidad científica, que también detectan y cuantifican la concentración de dióxido de azufre en penachos volcánicos (Cámara UV, DOAS³⁰, COSPEC, Multigas, FTIR, satélites). Realizando mediciones simultáneas entre la cámara IR y uno o más de estos quipos, podría definirse la exactitud en la estimación de SO₂ para la cámara Nicair.

Detección de ceniza

La cámara IR contiene filtros sensibles a la radiación emitida por silicatos finos (ceniza volcánica). Explotar esta cualidad es de gran interés por razones de salud del reino animal y vegetal y por razones de seguridad civil, ya que la ceniza afecta los motores de las aeronaves.

³⁰ Scanning fijo y móvil.

Bibliografía

<http://www.arl.noaa.gov/>

- Andres, R.J., Rose, W., Kyle, P.R., De Silva, S., Francis, P., Gardeweg, M. and Moreno Roa, H., 1991. Excessive Sulfur Dioxide Emissions from Chilean Volcanoes. *J. Volcanol. Geother. Res.* 46:323-329.
- Barnie T., Bombrum M., Burton M., Harris A., Sawyer G. 2015. Quantification of gas and solid emissions during Strombolian explosions using simultaneous sulphur dioxide and infrared camera observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 300: 167-174.
- Bluth, G.J.S., J.M Shannon, I.M. Watson, A.F. Prata and V.J. Realmuto. 2007. Development of An Ultra-violet Digital Camera for Volcanic SO₂ Imaging. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 47-56.
- Burton, M. R., G.G. Salerno, L. D'Auria, T. Caltabiano, F. Murè, R. Maueri. 2015. SO₂ flux monitoring at Stromboli with the new permanent INGV SO₂ camera system: A comparison with the FLAME network and seismological data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research.* 300: 95-102.
- Campion R., Salerno GG., Coheur P-F., Hurtmans D., Clarisse L., Kazahaya K., Burton M., Caltabiano T., Clerbaux C., Bernard A. 2010. Measuring volcanic degassing of SO₂ in the lower troposphere with ASTER band ratios. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 194: 42–54.
- Clavero J., Soler V., Amigo A. 2006. Caracterización preliminar de la actividad sísmica y de desgasificación pasiva de volcanes activos de Los Andes Centrales del Norte de Chile. XI Congreso Geológico Chileno, Actas II, 443-446.
- Corradini S., Tirelli C., Gangale G, Pugnaghi, Carboni E. 2010. Theoretical study on volcanic plume SO₂ and ash retrievals using ground TIR camera: sensitivity analysis and retrieval procedure developments. *Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 48 (3): 1619-1628.
- Corradini, S. Merucci, L.; Silvestri, M.; Musacchio, M.; Spinetti, C.; Piscini, A.; Buongiorno, M.F., Prata, A.J. 2008. SO₂ and ash plume retrievals using MSG-SEVIRI measurements. Test case: 24 November 2006 Mt Etna eruption. Use of Remote Sensing Techniques for Monitoring Volcanoes and Seismogenic Areas, 2008. Second Workshop on USEReST.
- Gardeweg, M. C., Sparks, R. S. J., Matthews, S. J. 1998. Evolution of Lascar Volcano, Northern Chile. *Journal of the Geological Society, London.* Vol. 155, pp 89-104
- Gardeweg, M. C., Amigo, A., Matthews, S. J., Sparks, R. S. J., Clavero, J. 2011. Geología Volcán Lascar, Región Antofagasta. Escala 1:50.000. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 131
- Geoffroy, C. 2014. Estimación de la Emisión de Dióxido de Azufre en Penachos Volcánicos mediante una cámara ultravioleta. Universidad de Chile

- González Ferrán, O. 1995. Volcanes de Chile. Santiago. Instituto Geográfico Militar
- Guo, S., G. J. S. Bluth, W. I. Rose, I. M. Watson, and A. J. Prata (2004), Re-evaluation of SO₂ release of the 15 June 1991 Pinatubo eruption using ultraviolet and infrared satellite sensors, *Geochem. Geophys. Geosyst* 5.
- Halmer, M. M., Schmincke, H. -U., Graf, H.-F. 2002. The annual volcanic gas input into the atmosphere, in particular into the stratosphere: a global data set for the past 100 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol 115, pp 511-528
- 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*. Vol. 74, pp 589-594
- Kern, C., Sutton J., Elias T., Lee L, Kamibayashi K., Antolik L, Werner C. 2015. An automated SO₂ camera system for continuous, real-time monitoring of gas emissions from Kīlauea Volcano's summit Overlook Crater. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 300: 81-94.
- Krueger, A. J., Krotkov, N., Yang, K., Carn, S. 2008. Advances in Monitoring of Global Sulfur Dioxide Sources with AURA/OMI. *En: 37th COSPAR Scientific Assembly.. 13 al 20 de Julio 2008. Montréal, Canada. p.1628*
- Lopez T., Fee D., Prata F., Dehn J. 2013. Characterization and interpretation of volcanic activity at Karymsky Volcano, Kamchatka, Russia, using observations of infrasound, volcanic emissions, and thermal imagery. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 14 (12).
- Lopez T., Thomas H., Prata A.J., Amigo A., Fee D., Moriano D. 2015. Volcanic plume characteristics determined using an infrared imaging camera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 300: 148-166.
- Lübcke, P.; Bobrowski, N.; Hoermann, C.; Kern, C.; Klein, A.; Kuhn, J.; Vogel, L.; Platt, U. 2012. New developments to improve SO₂ cameras. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2012, abstract #V33E-04.*
- Lübcke P., Bobrowski N., Arellano S., Galle B., Garzón G., Vogel L., Platt U. 2014. BrO/SO₂ molar ratios from scanning DOAS measurements in the NOVAC network. *Solid Earth* 5: 409-424.
- Mather, T. A., Tsanev, V. I., Pyle, D. M., McGonigle, A. J. S., Oppenheimer, C., Allen, A. G. 2004. Characterization and evolution of tropospheric plumes from Lascar and Villarrica volcanoes, Chile. *Journal of Geophysical Research*. 109. D21303
- Matthews S., Gardeweg M. Sparks S. 1997. The 1984 to 1996 cyclic activity of Lascar Volcano, northern Chile: cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*. 59 (1): 72-82.

- McGonigle, A.J.S., Oppenheimer C., Galle, B., Mather, T.A., Pyle, D.M., 2002. Walking traverse and scanning DOAS measurements of volcanic gas emission rates. *Geophysical Research Letters*. 29:1985.
- Mouginis-Mark P.J 2000. Remote sensing observations for volcano monitoring and hazard mitigation. Technical Session 1C24-Disaster Mitigation. Paper number 250.
- Mori, T., Burton, M. 2006. The SO₂ camera: A simple, fast and cheap method for ground-based imaging of SO₂ in volcanic plumes. *Geophysical Research Letters*. 33 (24). L24804.
- Nadeau P.A., Werner C.A., Waite G.P, Carn S.A., Brewer I.D, Elias T, Sutton A.J, Kern C. 2014. Using SO₂ camera imagery and seismicity to examine degassing and gas accumulation at Kilauea Volcano, May 2010. *J Volcanol Geotherm*
- www.nicarnicaaviation.com
- www.ready.noaa.gov/READYcmet.php
- Oppenheimer, C., Francis, P., Burton, M., Maciejewski, A.J.H., Boardman, L. 1998. Remote measurements of volcanic gas by Fourier transform infrared Spectroscopy. *Applied Physics B, Lasers and Optics*. Appl. Phys. B 67, 505–515.
- Oppenheimer C. y McGonigle A.J.S. 2004. Exploiting ground-based optical sensing technologies for volcanic gas surveillance. *Annals of Geophysics*. 47 (4): 1455-1470.
- Oppenheimer C., Bani, P., Calkins J.A., Burton M.R., Sawyer G.M. 2006. Rapid FTIR sensing of volcanic gases released by Strombolian explosions at Yasur volcano, Vanuatu. *Applied Physics B-Lasers and Optics*. 85:453-460.
- Oppenheimer C., Scaillet B., Martin R.S. 2011. Sulfur Degassing From Volcanoes: Source Conditions, Surveillance, Plume Chemistry and Earth System Impacts. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Mineralogical Society*. 73:363-421.
- Patrick, M., Orr, T., Antolik, L., Lee, L., Kamibayashi K. Continuous monitoring of Hawaiian volcanoes with thermal cameras. *Journal of Applied Volcanology* 2014, 3:1
- Prata, A.J., Bernardo, C. 2014. Retrieval of sulfur dioxide from a ground-based thermal infrared imaging camera. *Atmospheric Measurements Techniques*. 7:2807–2828,
- Prata, A.J., Moriano, D., Bernardo, C. 2013. Ground-based imaging cameras for monitoring hazardous gas and particle emissions from volcanoes. En *Plume Imaging Workshop, Stromboli, Italia*.
- Pyle D.M., Mather T. A., Biggs J. 2013. Remote sensing of volcanoes and volcanic processes: integrating observation and modeling – introduction. *Geological Society, London. Special publications*. 380: 1-13.
- Rodríguez, O. Roche, S. Moune, F. Aguilera, E. Campos, M. Pizarro., 2015. Evolution of Irruputuncu volcano, Central Andes, Northern Chile. *Journal of South American Earth Sciences*.

- Rothman L.S., Barbe A., Chris Benner D., Brown L.R., Camy-Peyret C., Carleer M.R., Chance K., Clerbaux C., Dana V., Devi V.M., Fayt A., Flaudi J.M., Gamachel R.R., Goldman A., Jacquemart D., Jucks K.W., Lafferty W.J. Mandin J.y., Massie S.T., Nemtchinov V., Newnham D.A., Perrin A., Rinsland C.P., Schroeder J., Smith K.M., Smith M.A.H., Tang K., Toth R.A., Vander Auwera J., Varanasi, Yoshino K. 2003. The HITRAN molecular spectroscopic database: edition of 2000 including updates through 2001. *Journal of Quantitative Spectroscopy & Radiative Transfer* 82: 5-44.
- Self, S, Zhao J-X, Holasek RE, Torres RC, King AJ. 1996. The atmospheric impact of the Mount Pinatubo eruption., in *Fire and Mud: Eruptions and lahars of Mount Pinatubo, Philippines*, eds., CG Newhall and RS Punongbayan, Philippine Institute of Volcanology and Seismology, Quezon City, and University of Washington Press, Seattle, p. 1089-1115
- www.sernageomin.cl/wp-content/uploads/2017/12/Irruputuncu.pdf. Ficha Volcán Irruputuncu. Visitado el 3 de octubre de 2017.
- http://sitiohistorico.sernageomin.cl/reportesVolcanes/2013120909202740RAV_Antofagasta_2013_Noviembre_Vol_15.pdf
- Simkin, T., Siebert, L. 1994. *Volcanoes of the world*. Smithsonian Institution. Geoscience press.
- Stebel K., Amigo A., Thomas H., Prata A.J. 2015. First estimates of fumarolic SO₂ fluxes from Putana volcano, Chile, using an ultraviolet imaging camera. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 300: 112-120.
- Stern C., Moreno H., López Escobar L., Clavero J., Lara L., Naranjo J.A., Parada M.A., Skewes M.A. 2007. Chilean Volcanoes. *En: Moreno, T., Gibbons W (Eds). The Geology of Chile*. Londres. Geological Society. Capítulo 5: 149-180.
- Symonds, R.B., Rose, W.I., Bluth, G., and Gerlach, T.M., 1994, Volcanic gas studies: methods, results, and applications, in Carroll, M.R., and Holloway, J.R., eds., *Volatiles in Magmas: Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy*, v. 30, p. 1-66.
- Tassi, F., Aguilera, F., Vaselli, O., Medina, E., Tedesco, D., Delgado, A., Poreda, R., Kojima, S. 2009. The magmatic and dry hydrothermal-dominated fumarolic system at the Active Crater of Lascar volcano, northern Chile. *Bulletin of Volcanology*. 71: 171-183
- Theys N., Champion R., Clarisse L., Brenot H., Van Gent J., Dils B., Corradini S., Merucci L., Coheur P.F., Van Roozendaal M. 2013. Volcanic SO₂ fluxes derived from satellite data: a survey using OMI, GOME-2, IASI and MODIS. *Atmospheric Chemistry and Physics, European Geosciences Union*. 13(12): 5945-5968.
- Thomas, H. E.; Prata, F.; Carn, S. A.; Clarisse, L.; Watson, M. I. 2010. Separation of volcanic ash and sulfur dioxide from the Eyjafjallajökull eruption, April-May. *American Geophysical Union, Fall Meeting 2010*, abstract #V41E-2322.
- www.volcano.oregonstate.edu/oldroot/CVZ/irruputuncu/index.html
- Watson I.M., Realmuto V.J., Rose W.I., Prata A.J., Bluth G.J.S., Gu Y., Bader C.E., Yu T. 2004. Thermal infrared remote sensing of volcanic emissions using the moderate

resolution imaging spectroradiometer. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 135(1-2):75-89.

Williams-Jones, G., Stix J., Nadeau P. 2008. Beyond COSPEC: Recent advances SO₂ monitoring technology. In Williams-Jones G., Stix J., Hickson C. (eds). *The COSPEC Cookbook: Making SO₂ measurements at active volcanoes IACVEI*. *Methods in Volcanology*, 1: 219-233.

Williams-Jones, G., Stix, Nadeau P.. 2008. Using the COSPEC in the field. In Williams-Jones G., Stix J., Hickson C. (eds). *The COSPEC Cookbook: Making SO₂ measurements at active volcanoes IACVEI*. *Methods in Volcanology*, 1: 63-120.

Wörner G., Hammerschmidt K., Henjes-Kuns F., Lezaun J., Wilke, H. 2000. Geochronology (⁴⁰Ar/³⁹Ar, 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(2): 205-240.

Anexo

Calibración de cuerpo negro

La calibración ND-Radiancia, ha sido realizada con los mismos coeficientes para cada pixel de la imagen, lo que simplifica bastante el estudio. Se propone entonces, profundizar la técnica de calibración para cada pixel de manera independiente. Para cada filtro crear la matriz de coeficientes lineales A y B que relaciona los números digitales (ΔND) y la radiancia.

La calibración de cuerpo negro fue realizada en noviembre de 2014, casi un año después de la captura de las imágenes, por ende se sugiere también establecer en la metodología una calibración de cuerpo negro cada 6 meses y recalcular los coeficientes.

En caso de no contar con el equipo que opera como cuerpo negro, se puede fabricar un de manera “artesanal”. Se necesita:

- caja gruesa de plumavit (aislante) con un agujero al costado.
- tapar el agujero con una placa de aluminio.
- llenar el contenedor de plumavit con agua (a distintas temperaturas por medición).
- Termómetro

Luego, la cámara infrarroja tiene que fotografiar la placa de aluminio, a la vez que se está monitoreando la temperatura del agua y de la placa., de esta manera se puede obtener la radiancia emitida por la placa metálica y capturada por la cámara y realizar la calibración para calcular los coeficientes de regresión líneal.