



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**PROCESAMIENTO DE DATOS DE EMISIÓN DE DIÓXIDO DE
AZUFRE DEL VOLCÁN DE COLIMA,
MEDIDOS CON UNA RED MINI-DOAS**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

FÍSICO

P R E S E N T A:

ISRAEL MEZA HERNÁNDEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. HUGO DELGADO GRANADOS
2012**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1. Datos del alumno.**Meza****Hernández****Israel****15170670****Universidad Nacional Autónoma de México****Facultad de Ciencias****Física****096198245****2. Datos del asesor.****Doctor****Delgado****Granados****Hugo****3. Datos del sinodal 1****Doctor****José Agustín****García****Reynoso****4. Datos del sinodal 2****Doctor****Michel****Grutter****De la Mora****5. Datos del sinodal 3****M. en C.****Ricardo Martín****Hernández****Flores****6. Datos del sinodal 4****Doctor****Enrique****Cabral****Cano**

**Procesamiento de Datos de Emisión de Dióxido de
Azufre del Volcán de Colima, Medidos con una Red
Mini DOAS.**

**Por
Israel Meza Hernández**

Índice

Capítulo 1. Introducción	8
1.1. Generalidades.....	10
1.2. Trabajos previos.....	13
1.3. Planteamiento del problema	15
1.4. Hipótesis	15
1.5 Objetivo	15
El objetivo general	15
Objetivos Secundarios	15
1.6.- Planteamiento de la metodología	15
Capítulo 2. Espectrometría Óptica de Absorción Diferencial	16
2.1. DOAS	16
2.2. Equipo Mini-DOAS	17
2.3. Redes DOAS en volcanes	18
3.1. Localización y entorno.....	19
3.2. Marco Geológico	20
3.3. Historia eruptiva.....	23
Capítulo 4. Medición del SO₂ volcánico	25
4.1. Generalidades de la emisión de SO₂ volcánico	25
4.2. Descripción de la red mini-DOAS del volcán de Fuego de Colima.	27
4.3. Procesamiento de datos	29
Datos meteorológicos.....	29
Organización de Datos	33
Evaluación de Datos	35
Discriminación de datos	37
4.4. Resultados.....	40
Capítulo 5. Discusión y Conclusiones	42
5.1. Análisis e interpretación	42
Bibliografía	47
Anexos	53
Espectro electromagnético	53
Características Estructurales del Dióxido De Azufre.	57
Absorción del SO ₂	58
GLOSARIO DE TÉRMINOS	60

AGRADEZCO

A la Universidad Nacional Autónoma de México
y al pueblo de México por brindar la oportunidad
de forjar profesionistas para el beneficio de la sociedad.

Al personal administrativo y académico
por los conocimientos y experiencias transmitidas.

Al personal del Centro Nacional de Prevención de Desastre en
especial a Lucio Cardenas
Por compartir sus experiencias y conocimientos.

Al Doctor Hugo Delgado Granados
por su disponibilidad y acertada dirección
para concluir este trabajo.

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación
Tecnológica de la Universidad Nacional Autónoma de México
(proyecto PAPIIT con número IN108209) por el apoyo financiero
para la conclusión de este trabajo.

Con toda mi gratitud dedico a

A mi padre Nemecio Meza Guzmán y mi madre Juana Hernández Gordillo †, por brindarme la oportunidad de desarrollar mis capacidades intelectuales.

**A mis herman@s y cuñad@s por su gran apoyo incondicional.
A mis sobrin@s porque son lo que me motiva a no claudicar.**

A mis amig@s por todas las experiencias que nos hicieron crecer.

Resumen

Se presentan los resultados encontrados de la medición de flujo total de SO_2 emitido a la atmósfera por la actividad del Volcán de Colima, utilizando la técnica de detección remota denominada miniDOAS, DOAS es el acrónimo de 'Espectroscopia Óptica de Absorción diferencial' en inglés. Estas mediciones se realizaron del mes de noviembre de 2007 al mes de enero de 2010 en las estaciones de la Lumbre y Juan Barragán; otras mediciones que requiere esta técnica son el registro continuo de variables meteorológicas a una altura cercana del cráter del volcán, particularmente la velocidad y dirección del viento. Las direcciones predominantes de los vientos en las cercanías del cráter del volcán provienen por lo general del noreste durante la temporada de lluvias, mientras que en otoño e invierno provienen de suroeste.

La red miniDOAS ha estado trabajando desde finales de noviembre de 2007 y ha proporcionado información de las emisiones de SO_2 , además de que genera datos en el rango de los minutos, lo que ha permitido tener una secuencia muy fina de la actividad; el tiempo operacional de los miniDOAS fue del 42%. Los principales resultados encontrados muestran que la emisión total de SO_2 por el volcán de Colima fue de $127,700 \pm 53,900$ toneladas (t) durante el tiempo de medición, el promedio de SO_2 fue de 156 t/día con una desviación estándar de 120 t/día.

Los resultados son comparados con otro parámetro de la actividad volcánica, la sismicidad; es posible identificar que para los días que se registraron microsismos volcano tectónicos, el flujo de SO_2 es bajo, además que cuando los valores promedio de emisión decaen hasta un orden de magnitud hay una mayor actividad volcánica, como pueden ser las explosiones o los sismos.

Capítulo 1. Introducción

La desgasificación magmática, tanto por conducto abierto (penacho), o a nivel de campos de fumarolas, es una de las principales manifestaciones de la actividad volcánica. La movilidad de los gases volcánicos hasta la superficie es incomparablemente más rápida que la del magma que los generó, los gases transportan desde este magma información sobre el estado inicial del sistema y posibles cambios en las condiciones físico-químicas que reinan en los tanques magmáticos en el transcurso del tiempo. Por lo tanto, en geoquímica, la fase gaseosa (penacho o gas de los suelos) constituye un medio casi único para poder comprender todo cambio de la actividad eruptiva de un volcán, y es también de esta forma que se puede esperar identificar señales geoquímicas precursoras de erupciones.

Estos estudios permiten mejorar la vigilancia volcánica ya que pueden establecer información esencial que permite prever mejor la actividad eruptiva, es totalmente crucial comprender mejor los procesos de desgasificación magmática con el fin de progresar en la vigilancia volcánica, así como en la previsión de las erupciones y riesgos volcánicos.

Se han investigado y construido sistemas de medición remota de la desgasificación magmática, generalmente fundamentados en espectrofotometría ya que es muy riesgoso tomar muestras con trampas de gas directamente desde la fuente de emisión. Una técnica de detección remota conocida como Espectroscopia Óptica de Absorción Diferencial (Differential Optical Absorption Spectroscopy -DOAS-) permite hacer un cálculo del flujo total de gas de dióxido de azufre emitido, el principio de medición se basa en el análisis espectral de la radiación solar en el ultravioleta cercano que atraviesa la muestra gaseosa. La Universidad Tecnológica de Chalmers diseñó el software "NOVAC" para realizar el cálculo del flujo, que requiere información de variables meteorológicas, particularmente la velocidad y dirección del viento.

Existe una red mini-DOAS alrededor del volcán de Fuego de Colima (figura 1), que forma parte del proyecto NOVAC (Red para la observación del Cambio Volcánico y Atmosférico), establecido en 2005 con el objetivo de monitorear la emisión de dióxido de azufre de forma automática en los volcanes activos por todo el mundo (NOVAC, 2005; Galle *et al.*, 2009b).



Figura 1. Estación mini-DOAS la Lumbre, ubicada al poniente del volcán de Fuego de Colima. | Fotografía de José Manuel Álvarez Nieves.

1.1. Generalidades

La proporción y naturaleza de los gases que llevan en disolución los magmas naturales es muy variable. En general, los magmas considerados primitivos, es decir, los formados por fusión de rocas del manto, suelen tener menores proporciones de gases en disolución, mientras que los que se consideran derivados, muchas veces formados por evolución de los anteriores, suelen tener mayores proporciones. En los primeros, el tanto por ciento en peso de los llamados productos volátiles no suele superar el 1 %, mientras que en los magmas derivados o evolucionados el tenor puede alcanzar unas pocas unidades porcentuales, aunque raramente se supere el 5 %.

La determinación del contenido en gases en las erupciones volcánicas, se realiza hoy mediante espectrómetros y radiómetros desde el suelo o transportados en aviones o satélites. Para el SO_2 se utiliza mucho un espectrómetro de correlación (COSPEC), que mide la absorción de determinadas longitudes de onda por la molécula del SO_2 .

Otro espectrómetro, diseñado inicialmente para medir la absorción del ozono desde una plataforma satelital (TOMS = Total Ozone Mapping Spectrometer), se utiliza hoy sistemáticamente para medir la distribución y concentración del SO_2 en erupciones pretéritas puede hacerse aproximadamente por métodos indirectos. Uno de ellos es determinar analíticamente mediante microsondas especiales el contenido en SO_2 de las pequeñas inclusiones de vidrio volcánico en los cristales que crecieron el magma antes de la erupción, y precisar ese mismo contenido en el vidrio de la misma erupción, que se supone que ya había sido desgasificado. La diferencia entre ambos análisis sería proporcional a la cantidad de SO_2 desprendido a la atmósfera. Este método suele dar valores mínimos posibles, pues cuando se ha aplicado a erupciones actuales en las que se ha podido medir directamente el SO_2 expulsado, los análisis realizados en los vidrios volcánicos han proporcionado valores menores que los medidos directamente.

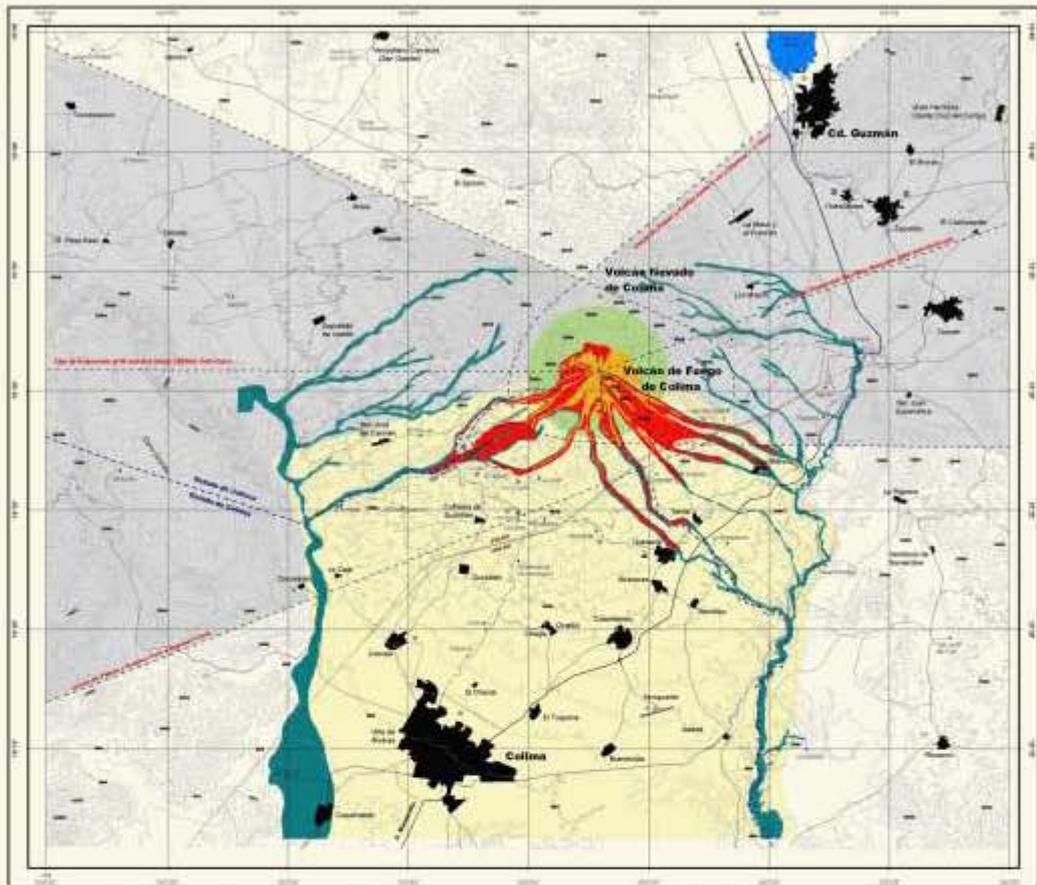
Otro método de evaluación de la proporción de SO_2 emitido en erupciones volcánicas pasadas es el estudio de la acidez medible en los sondeos de hielo en las calotas glaciares de Groenlandia, Antártida y otros casquetes con nieves permanentes. El dióxido de azufre, una vez emplazado en la atmósfera, se transforma en pequeñas gotas de ácido sulfúrico, y éstas, en un período más o menos largo, se incorporan a las precipitaciones sólidas que después pasan a hielo glaciar. Se pueden así determinar unos picos de acidez que, una vez establecida la correspondiente cronología, pueden asignarse a erupciones determinadas o a veces desconocidas. La amplitud del pico de acidez no depende sólo de la proporción de SO_2 expulsado en una determinada erupción. Pues, como es lógico, las erupciones más cercanas aportan mayor acidez que las procedentes de lugares remotos. No obstante, es posible calibrar la magnitud de los picos cuando se dispone de sondeos de hielo de diferentes localizaciones. De alguno de ellos se pueden deducir, además de los aportes de dióxido de azufre de las diferentes erupciones, la cantidad total aportado a la atmósfera durante los últimos millares de años.

Así, desde los años 70, se sabe medir a distancia el flujo de la masa de dióxido de azufre emitido por un volcán, gracias a la espectroscopia de absorción en UV: espectrometría de correlación y más recientemente espectrometría de absorción diferencial. En estos 30 últimos años, se midieron los flujos de SO₂ por COSPEC y la aplicación de esta técnica sobre numerosos volcanes en el mundo constituye una base de datos importante. Sin embargo, nuevos espectrómetros (mini DOAS), más pequeños y ligeros, a más escaso consumo y menos costosos sustituyen ahora al COSPEC. Por todas estas ventajas, es una proyección considerable para el estudio y la vigilancia geoquímica de los volcanes. Como se desarrollaron algunos procedimientos de elaboración fiables y rápidos de los espectros DOAS (Galle, et al, 2002), esta herramienta permite establecer correlaciones en tiempo casi real entre señales geoquímicas y geofísicas, y puede utilizarse en caso de crisis.

Antes de un evento eruptivo es frecuente observar un aumento considerable de la sismicidad, sin embargo y a pesar que existen los equipos para registrarla, dicha información no puede ser procesada en tiempo real y se dificulta la identificación de cada evento. Existen métodos que no buscan estudiar cada sismo como un fenómeno aislado sino que utilizan un grupo de señales, como el método llamado medida de amplitud sísmica en tiempo real (RSAM por sus siglas en inglés) que consiste en promediar las amplitudes de distintas señales sísmicas, en un periodo de tiempo; dichas señales provienen del movimiento del suelo ocasionado a su vez por sismos, derrumbes y tremor volcánico.

El Volcán de Colima ha tenido una frecuencia de actividad de tipo explosivo con un número que supera las 30 erupciones a lo largo de los últimos 500 años, entre las que destacan están las de 1585, 1606, 1622, 1690, 1818, 1869, 1890, 1903 y 1913; Tomando en cuenta la actividad de menor grado, demuestra que a lo largo de los últimos siglos este volcán ha incrementado su proceso eruptivo, y la actividad que sigue manteniendo actualmente es el motivo por el cual se deben seguir realizando estudios sobre su peligrosidad y riesgo en el momento de una nueva erupción. Existen tanto en los estados de Colima y Jalisco, un número de poblaciones vulnerables ante una posible erupción (figura 2). El depósito de flujos piroclásticos, lluvia de pómez y cenizas y de flujos de lodo o lahares, podrían afectar en primera instancia a las poblaciones de La Yerbabuena, La Becerrera, Barranca del Agua, Rancho El Jabalí, Suchitlán, San Antonio y Rancho la Joya, en el Estado de Colima, además de Juan Barragán, Agostadero, Los Machos, El Borobollón, Durazno, San Marcos, Tonila, Cofradía de Tonila, Causentla, El Fresnal, Atenguillo, Saucillo, El Embudo y El Chayán, en el Estado de Jalisco, y en segundo término a otras poblaciones de ambos estados un poco más alejadas del volcán como son Quesería, Ciudad Guzmán, Tuxpan, la ciudad de Colima, Villa de Alvarez, Comala y Cuauhtémoc, por mencionar algunas, podrían ser también afectadas por eventos de gran magnitud (Bretón 2011).

MAPA DE PELIGROS VOLCÁN DE FUEGO DE COLIMA



OBSERVACIONES SOBRE RANGO DE PELIGROSIDAD VOLCÁNICA

EL FLUJO PROCLÁTICO: Son una mezcla fluida y viscosa de cenizas, cenizas y arena que fluyen a velocidades superiores a 100 km/h, por la lubricación de cenizas con alta temperatura (7 a 1000°C). Se ven desde los 15 a 20 km al sur del cono en el momento de máxima actividad. Manifestaciones presentes en los meses de 1934, 1983 y 1991.

EL LAVA O CADA DE CRUDA Y POME: Son lavas de mediana fragmentación en fragmentos volcánicos tamaño cascabel por la elasticidad y viscosidad del magma, formando conos en donde pueden colapsarse de forma horizontalmente una distancia de 30 a 35 km en dirección del viento de tal acumulación promedio de 10 m en un radio de 7 km. Se incluye en caso de flujo o caída de pedruzcos por explosiones débiles. Manifestación de flujo hacia el sur en diciembre con actividad máxima de 1 a 3 m.

EL FLUJO DE LUGO O LAHARES: Son lavas fragmentadas de cenizas, arena y agua que fluyen por las laderas del cono por pendientes inferiores a 30 por 100. Tienen la consistencia del cemento mojado y son alimentados por lavas fragmentadas. Su movimiento depende más directamente en un radio de 10 a 20 km. Se incluyen lavas que fluyen desde puntos elevados que ocasionan lavas volcánicas.

EL FLUJO DE LAVA DE BLOQUES: Son lavas de gran masa que desmenuzadas lentamente por los lavas del cono, por volcánicas menores a 100 metros de las lavas de gran masa fragmentadas, con un 2.5 km, materia que por 10000 toneladas ocasiona cascadas de lavas y arena de la zona.

EL AVANZADA DE ESCOMBROS VOLCÁNICOS: Son el material más pulverizado que puede ocurrir en el cono de Colima, consiste en un material fino a muy fino, lavas fragmentadas de lavas que al momento de salir de ellos, fragmentan la lava con el pedruzco de 10 a 200 metros de lavas.

Escala Colima

(INVESTIGACIÓN DE COLIMA)
OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO

Responsables:
Dir. Carlos Vázquez Colima
M.C. Abel Corrales Colima

Colaboración y Datos:
M.C. José Antonio Talero Salazar

Revisores:
Dr. Robert Trapp
Servicio Geológico del Sur Estados Unidos, USGS
Dr. John Christopher Mastromanno
Observatorio Vulcanológico del Sur de California de Guadalajara, México
Dr. Víctor Hugo Sosa Méndez
Laboratorio de Investigación de Volcánes del Observatorio

Este mapa se basa en trabajos de campo geológico durante 5 años con 52 puntos de información.

Cartografía Base: INEGI, E136-04, E13025, E130-04, E130-03, E130-04, E130-04, E130-04.
Escala: 1:50,000

SUPLENTE: GVO 00
PROTECCIÓN: FOMVIERA DE MEXICO
COORDINACIÓN: LAFMEX- LOMEXIA
AUTORIDAD: UNIVERSIDAD DE COLIMA
FUENTE: INEGI - OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO
IMPRESIÓN: JUNIO 2006

LEYENDA

Peligros con Índice de Explicidad Volcánica (IVE) 5 a 8

Nota: Se asume que la erupción tendrá lugar en a zona del cono entre actual

- Peligro Pirroclástico (Alcornoque Max. 12 Km)
- Avanzada de Escombros Volcánicos (>30 Km)
- Peligro de Lava (hasta 8 Km)
- Lahares y Zonas de Inundación (>12 Km)
- Bombas a Proyección Explosiva (hasta 8 Km)
- Lavas y Caída de Cenizas
- Accidentes Rotacionales
- Laguna
- Límite Estelar
- Via Férrea
- ✈ Aeropuerto Nacional
- ✈ Aeropuertos
- Carretera de Costa
- Carreteras
- Telefonía
- Línea de Alta Tensión
- Curvas de Nivel 5/100m
- Minas de Hierro
- Industria Maderera
- Industria Azucarera
- Industria Cementera y Calera
- Zona Turística

OBSERVATORIO VULCANOLÓGICO

UNIVERSIDAD DE COLIMA

GOBIERNO DEL ESTADO DE COLIMA

PROTECCIÓN CIVIL COLIMA

Figura 2. Mapa de peligros volcán de fuego de Colima. | Observatorio Vulcanológico 2006.

1.2. Trabajos previos.

Solo se mencionaran los trabajos realizados a partir de 1960; esta etapa reciente de las investigaciones sobre el Volcán de Colima, se inició con los trabajos de Mooser y Reyes (1961) quienes describen el inicio de la actividad de 1961-1962. Además, presentan información sobre un aumento en la actividad fumarólica en 1957, un resumen de la historia eruptiva y una descripción morfológica del Volcán y Nevado de Colima. Thorpe et al. (1977) describen los flujos piroclásticos y la posterior lengua de lava en bloques que cubrieron parcialmente los flancos noreste y sureste durante la erupción de 1975-1976 (figura 3). Luhr y Carmichael (1980, 1981, 1982, 1988) realizaron una serie de trabajos sobre la geología y evolución petrológica del complejo volcánico de Colima y del volcanismo de la parte oeste del rift de Tepic. Además, proponen un modelo que explica el comportamiento volcánico en ciclos eruptivos y publican algunos fechamientos de ^{14}C . Medina et al (1983) realizan los primeros trabajos de recopilación sobre la historia eruptiva del volcán durante los últimos 450 años, así como trabajos de gravimetría, magnetometría y análisis estadísticos sobre la recurrencia eruptiva en este mismo periodo. Luhr y Presteggaard (1988) realizaron los primeros trabajos en Colima sobre los depósitos de avalancha. Stoopes (1991), Stoopes y Sheridan (1992) realizan importantes trabajos sobre la distribución y características de los depósitos de avalancha del complejo volcánico de Colima. Robin et al (1987 1990 y 1991) realizaron trabajos de petrología y estratigrafía de los productos del complejo volcánico de Colima e igual que Luhr y Carmichael (1990), propusieron que la actividad eruptiva del volcán de Colima presenta un comportamiento eruptivo cíclico, reportaron algunos fechamientos. Rodríguez et al. (1991) describen los depósitos de los flujos piroclásticos de la erupción de 1991. De la Cruz (1993) analiza la recurrencia de erupciones explosivas aplicando un método estadístico y clasifica 43 erupciones de los últimos 400 años, de acuerdo a su grado de explosividad; concluye que con los datos disponibles no es posible calcular con precisión un intervalo de recurrencia para las erupciones explosivas del volcán de Colima.

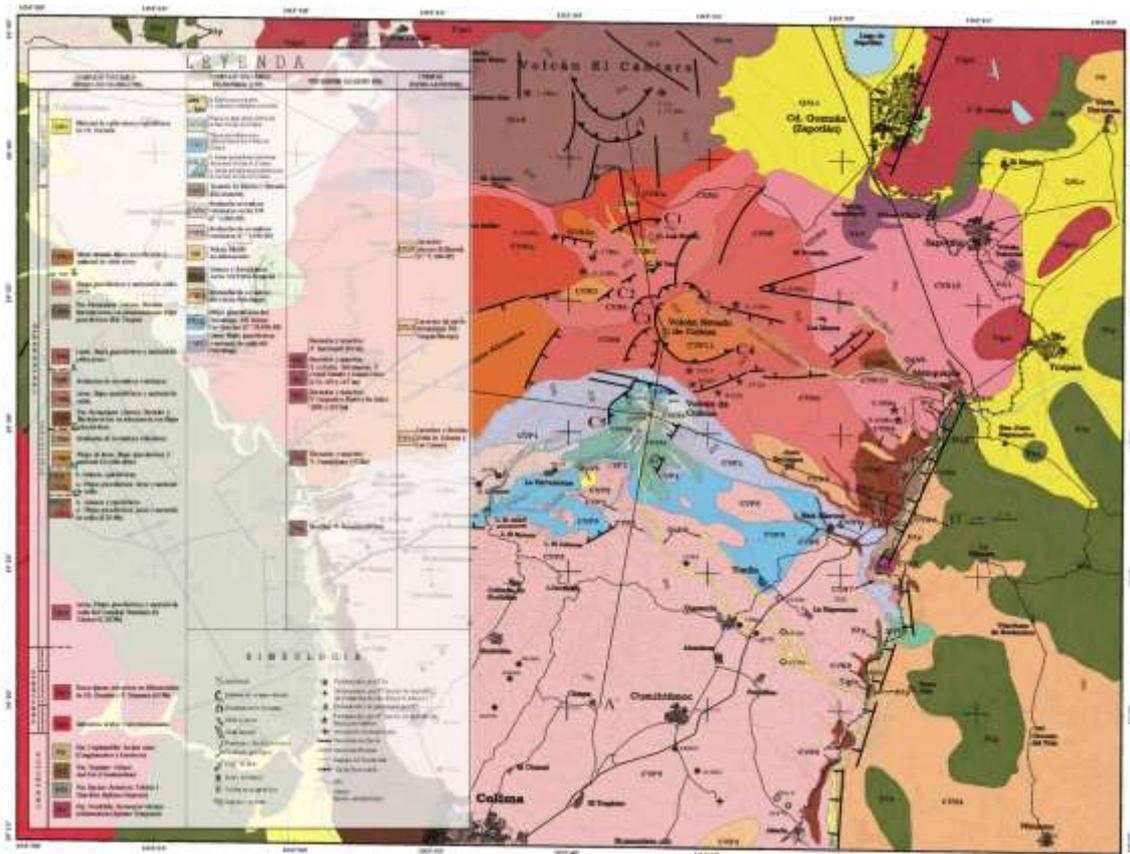


Figura 3 mapa geológico del volcán de Colima | Cortes et al., 2005

Sheridan y Macías (1995) realizaron un trabajo probabilístico para cuantificar el riesgo volcánico derivado de los flujos piroclásticos para la región sur del volcán de Colima. Macías et al. (1993) realizaron un trabajo sobre elementos volátiles en las rocas del complejo volcánico de Colima y concluyen que en la región existen tres tipos de magmas: alcalinos, calcoalcalinos y calcoalcalinos ricos en potasio. Núñez et al. (1994) descubrieron la sismicidad asociada a los cambios en la actividad del volcán de Colima durante 1991. Jiménez et al. (1995) analizan las características de la crisis sísmica de 1994 que culminó con la explosión de domo de 1994. Medina et al. (1996) realizaron un trabajo gravimétrico en el Graben de Colima, y definen un cuerpo de 2 por 5 Km a 1.5 km de profundidad bajo los volcanes de Nevado y Colima que pudiera corresponder a la cámara magmática. Además, señalan que la continuación del Graben de Colima hacia el sur no es clara. Saucedo (1997) recopiló información para reconstruir la erupción de 1993 del volcán de Colima.

1.3. Planteamiento del problema

La presencia de los gases volcánicos y su concentración es muy importante de ser medida desde antes que comience una erupción, ya que las explosiones volcánicas resultan del aumento súbito de volumen de los gases que se separan de los magmas cuando éstos ascienden a través de los conductos de un sistema volcánico.

La medición de emisión de dióxido de azufre en los volcanes activos de México debe ser una práctica común y rutinaria con el fin de caracterizar el nivel de las emisiones de cada uno de estos volcanes y construir una base de datos confiable para cada volcán en particular y para todos los volcanes mexicanos en general.

1.4. Hipótesis

Con el conocimiento de los valores de fondo de emisión de dióxido de azufre de los volcanes en estado no eruptivo, se puede identificar el incremento de actividad volcánica y en particular documentar de manera firme la proximidad de un evento eruptivo.

1.5 Objetivo

El objetivo general

- Contribuir en el desarrollo de la metodología de espectrometría para el estudio de la desgasificación de los volcanes.

Objetivos Secundarios

- Caracterizar el nivel de las emisiones del Volcán de Colima y construir una base de datos confiable.
- Identificación del incremento de la actividad de un volcán en particular y documentar de manera firme la proximidad de un evento eruptivo.

1.6.- Planteamiento de la metodología.

Generalmente resulta muy peligroso tomar muestras con trampas de gas directamente de la fuente de emisión, de una forma no esporádica, propicia para el monitoreo; por ello se han investigado y construido sistemas de medición remota, generalmente fundamentados en espectrofotometría. Una técnica de detección remota conocida como Espectroscopia Óptica de Absorción Diferencial (Differential Optical Absorption Spectroscopy -DOAS-) permite hacer un cálculo del flujo total de gas de dióxido de azufre emitido, el principio de medición se basa en el análisis espectral de la radiación solar en el ultravioleta cercano que atraviesa la muestra gaseosa.

La información es procesada mediante una técnica matemática. El procesamiento de la información del espectro de SO_2 , se realizó con el software diseñado por la Universidad Tecnológica de Chalmers "NOVAC", para realizar el cálculo del flujo se requiere información de variables meteorológicas a una altura cercana del cráter del volcán, particularmente la velocidad y dirección del viento, por lo cual se creó una base de datos; obteniendo valores sintéticos de las direcciones y velocidades del viento para la región vecina al cráter del volcán de Fuego de Colima para diferentes alturas, a diferentes horas del día, a partir de datos globales base de estos datos geofísicos obteniendo valores sintéticos a diferentes horas del día en base al modelo del Sistema Mundial de Asimilación de Datos (GDAS1), del Laboratorio de Recursos del Aire (ARL), de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica estadounidense (NOAA 2008) y mediante el programa "FLUJO" desarrollado por el Instituto de Geofísica de la UNAM, se discriminaron las mediciones en base a la estación que detecto más la pluma fumarólica.

Una metodología para la medición remota del flujo de SO_2 es mediante la utilización de un espectrómetro de gases, a lo largo del presente trabajo se desarrollan los detalles de este procedimiento.

Capítulo 2. Espectrometría Óptica de Absorción Diferencial

2.1. DOAS

La espectrometría surgió a principios del siglo XX al tratar de explicar la naturaleza de la radiación emitida por un cuerpo negro. Cuando los átomos o moléculas se excitan cambian los niveles de energía de los electrones; al regresar a su estado base emiten radiación electromagnética de una determinada longitud de onda; esta radiación constituye el espectro de emisión del átomo o molécula, que consta de líneas de frecuencias determinadas, que se llama *espectro de líneas* del átomo. El espectro de absorción de un gas muestra un fondo interrumpido por espacios oscuros denominados líneas de absorción, ya que se han absorbido las ondas que éste irradia por sí mismo.

La absorción de radiación electromagnética es expresada cuantitativamente por la ley de Beer-Lambert como:

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

donde I_0 es la intensidad inicial emitida por una fuente de radiación, $I(\lambda)$ es la intensidad de la radiación después de pasar a través de una sección de longitud L y $\sigma(\lambda)$ denota el coeficiente de absorción a la longitud de onda λ ; la especie a ser medida está presente a una concentración c . El coeficiente $\sigma(\lambda)$ (sección transversal) es una característica propia de una especie, la función es medida en un laboratorio conociendo la concentración y la longitud del paso óptico. La concentración del gas traza c puede ser calculada como

$$c = \ln(I_0(\lambda) / I(\lambda)) / (\sigma(\lambda) L) = D / (\sigma(\lambda) L)$$

La expresión $D = \ln(I_0(\lambda) / I(\lambda))$ es llamada la densidad óptica en el medio.

Resulta imposible conocer la función $I_0(\lambda)$ ya que existen varios factores que contribuyen con la atenuación de la radiación, adicionalmente la posible superposición de espectros de absorción de distintos gases en la región UV/visible limita el análisis de especies con estructuras de absorción reconocibles.

La técnica de Espectroscopia Óptica de Absorción Diferencial (Differential Optical Absorption Spectroscopy -DOAS-) es utilizada para una especie que tiene bandas de absorción diferencial o de absorción estrechas a longitudes de onda λ_A , I_0^A / I_A son determinadas y usadas para obtener la concentración de especies absorbentes; es decir, se está midiendo una absorción óptica diferencial y no la absorción óptica real.

2.2. Equipo Mini-DOAS

El equipo Mini-DOAS fue desarrollado por la universidad Tecnológica de Chalmers en Suecia (Galle, et al, 2003); consiste de un espectrómetro de doble canal (Ocean Optics SD2000) configurado especialmente para determinar el espectro de absorción del SO_2 y NO_2 , proveniente de la radiación solar dispersa. La radiación ingresa al espectrómetro, a través de un sistema óptico compuesto de una ventana de cuarzo (necesaria para transmitir en el rango ultravioleta), un prisma especular rectangular de cuarzo fundido que enfoca la radiación a un telescopio newtoniano de diez centímetros, constituido de dos lentes plano-convexas de cuarzo; el prisma rotatorio está inclinado desde su posición normal a 45° de modo que el telescopio está viendo a un ángulo α relativo a su eje óptico, conforme el espejo sea rotado, la dirección de vista sigue la superficie de un cono con ángulos de apertura de 2α y con eje simétrico a lo largo del eje óptico del telescopio. Esta geometría permite al instrumento observar la pluma con un mayor número de direcciones del viento, así como también mejorar la superposición entre las exploraciones cuando se utilizan varios instrumentos, mejorando las posibilidades de determinar con precisión la altura y la dirección de la pluma (Galle *et al.*, 2009a).

La parte exterior del sistema óptico (ventana de cuarzo y prisma) está montado en un dispositivo rotante, impulsado por un motor de paso de $0,9^\circ$ ($1,8^\circ$ opcional), controlado de manera que su velocidad de giro impida la saturación del instrumento.

La radiación colimada se transmite por medio de una fibra óptica hacia el espectrómetro, implementado con una configuración Czerny-Turner cruzada con una rejilla de dispersión de 2400 líneas. Un detector lineal de CCD (Charge Coupled Device) de 2048 elementos genera una señal analógica en el rango de 250 a 400 nm, señal que luego es digitalizada, almacenada y transmitida al observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima, a través de un radio Spread Spectrum de 900-928 MHz equipado con una antena direccional. La resolución del instrumento es del orden de los 0.6 nm y el campo visual de observación es reducido por el sistema óptico a tan solo 7 mrad.

Al iniciar la medición, el sistema captura el espectro de referencia, de preferencia donde la concentración de fondo del SO_2 es menor, también un espectro en ausencia de luz; una vez capturados estos espectros se comienzan a realizar los escaneos. Durante la medición el sistema realiza en promedio un espectro en la ventana espectral de 200 a 400 nm en periodos de 15 segundos y lo almacena, así como espectros de referencia y el espectro oscuro. El instrumento típicamente completa un escaneo completo cada 10 o 15 minutos, principalmente depende del tiempo de exposición, el cual es automáticamente calculado y ajustado de acuerdo a las condiciones de la luz. Para cada registro, se crea un archivo que contiene la información espectral en cada posición de escaneo, y es enviado por medio de telemetría en tiempo real.

Tomando en cuenta la altura de la pluma, la velocidad del viento y el ángulo entre la dirección de propagación de la pluma y la superficie de escaneo, se puede determinar el flujo que atraviesa la superficie de escaneo (Galle et al., 2002; Galle et al., 2009b). Una corrección para condición oscura y de luz difusa es hecha para cada espectro del escaneo, el espectro registrado es entonces dividido por un espectro de referencia (el espectro de la posición del cenit). Un filtro pasa altas es aplicado para separar estructuras anchas y estrechas del espectro, seguida por un logaritmo y finalmente por un ajuste no lineal para el espectro de SO_2 , O_3 y uno que simula el efecto Ring de referencia en el rango de longitudes de onda entre 310 a 325nm. De esta forma se deriva la columna inclinada de SO_2 en cada posición de escaneo. Combinando las columnas inclinadas para diferentes ángulos, se puede determinar el número total de moléculas en una sección transversal de la pluma.

2.3. Redes DOAS en volcanes

A raíz del proyecto “Red para la Observación de Cambios Volcánicos y Atmosféricos” (Network for Observation of Volcanic and Atmospheric Change *NOVAC*) se estableció una red de monitoreo volcánico para medir las emisiones de gases, en particular SO_2 , BrO y aerosoles volcánicos; así como también para la valoración de riesgos e investigación vulcanológica, ambas a escala local, regional y global (*NOVAC* 2005).

La red monitorea a 18 volcanes actualmente (Galle et al., 2009b), los cuales se nombran a continuación:

Turrialba en Costa Rica, Santa Ana y San Miguel en El Salvador, Fuego y Santiaguito (Santamaría) en Guatemala, Popocatépetl y Fuego de Colima en México, San Cristóbal y Masaya en Nicaragua, Galeras, Nevado del Huila y Nevado del Ruiz en Colombia, Cotopaxi y Tungurahua en Ecuador, Nyiragongo y Nyamuragira en la República Democrática del Congo, Monte Etna y Vulcano en Italia, La Soufrière de Guadalupe y Piton de la Fournaise en la isla Francia de Reunión (figura 4).



Figura 4. Ubicaciones geográficas de los volcanes monitoreados con redes mini-DOAS y seis más donde se instalarían. | Galle, Bo., 2009b.

Capítulo 3. Volcán de Fuego de Colima

3.1. Localización y entorno

El volcán de Fuego de Colima, tiene una elevación sobre el nivel del mar de 3,860 m; es un estratovolcán andesítico que forma parte, junto con el Nevado de Colima (4,330 msnm.), de un complejo volcánico situado en el Cinturón Neovolcánico Mexicano y su cima se ubica geográficamente en las coordenadas 19°30'45" latitud norte y 103°37'55" de longitud oeste, lo sitúan entre los Estados de Colima (municipios de Comala y Cuauhtémoc) y Jalisco (municipios de Tuxpan, Zapotitlán y Tonila), a unos 100 km al sur de la ciudad de Guadalajara y a 30 km al norte de la ciudad de Colima (figura 5). Su nombre Colima proviene de la lengua náhuatl que significa “El Dios del fuego que domina”.



Figura 5. El volcán de Colima se encuentra en la parte occidental del territorio mexicano. | Google Earth, 2012.

El Complejo Volcánico de Colima forma parte de la región montañosa situada en la parte Sur del estado de Jalisco, y en la porción Norte del estado de Colima. Se caracteriza por presentar temperaturas templadas con ocasionales nevadas durante el invierno. Los vientos provienen por lo general del noreste durante la temporada de lluvias, mientras que en otoño e invierno provienen de suroeste siendo acompañados por fuertes temporales. La temperatura mínima media varía de 5 a 7 °C y la máxima es de 24 °C, con una precipitación de 120 a 600 mm.

La mayor parte de la vegetación se presenta en las laderas este y oeste del complejo volcánico de Colima con las siguientes distribuciones con respecto a la altura: entre los 2,670 msnm a 3,000msnm en la parte norte se ubica un bosque húmedo de encinos y otros árboles. En las profundas barrancas hay un bosque casi puro de oyamel desde los 2,800 msnm. Desde los 3,400 msnm hasta los 3,670 msnm está rodeado por una zona de sabana de aile con árboles esparcidos de hasta 20 m de altura y de 1.5 m de diámetro. La zona subalpina desde los 3,670 msnm a los 4,330 msnm está cubierta en parte por un bosque de pino apenas con suficiente densidad; después de esta altura no hay más árboles.

Los escurrimientos de agua del complejo volcánico de Colima desemboca hacia el este al río Tuxpan o Coahuayana y al oeste hacia el río Armería o Tuxcacuesco. Estos ríos forman valles angostos y de paredes escarpadas hasta desembocar en el océano Pacífico. Existen varios manantiales sobre todo en el flanco sur del volcán como son Cardona, La Joya, El Durazno, La Lumbre, Santa Cruz, Monte Grande, el Muerto y Causentra (Saucedo, 1997).

3.2. Marco Geológico

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) constituye una franja volcánica, pliocuatnaria (Demant, 1979), que se extiende por la parte central del país desde San Blas, Nayarit, en el Pacífico, hasta Jalapa, Veracruz, en el límite del altiplano al oriente. Su terminación occidental se caracteriza por la presencia de dos fosas tectónicas: la de Tepic-Chapala, orientada NW-SE, y la de Colima, orientada N-S. Ambas se unen en la región ubicada al sur de la ciudad de Guadalajara, donde una sucesión de lagunas constituye el testigo de esta tectónica distensiva. Esta parte se relaciona con la subducción de la Placa de Rivera bajo la placa de Norteamérica y el desarrollo de tres zonas de "rift" (Allan et al., 1986). Asociada a estos dos ambientes tectónicos se encuentra la sobreposición del vulcanismo perteneciente a las series magmáticas alcalina y calcoalcalina en esta región (Luhr y Carmichael 1990).

En el centro de la fosa tectónica, entre Ciudad Guzmán y Colima, aparece una cadena montañosa constituida por dos edificios imponentes: El Nevado de Colima y el Volcán de Fuego o Volcán de Colima. La subducción de esta placa por debajo de la placa de Norteamérica, se remonta al Mioceno Tardío (9Ma) según Klitgord y Mammerikx (1982). Minster y Jourdan (1979), DeMets y Stein (1990), Eissler y McNally (1984) propusieron que la placa de Rivera era cinéticamente independiente a la placa de Norteamérica, observándose que existía una diferencia en la razón de su velocidad de 8 a 10 mm/año entre las placas de Rivera-Pacífico, justo al sur de la falla transforme Tamayo y 58 mm/año en el límite Pacífico-Norteamérica; de igual manera se detectaron diferencias en las velocidades de subducción de 2 mm/año para la placa de Rivera y de 6 mm/año para la placa de Cocos (DeMets et al. 1990). Desde el punto de vista sísmico, la subducción de la placa de Rivera se ha manifestado solamente en 7 ocasiones con sismos ($M_s > 7.0$) desde 1837 incluyendo el de 1932 (Eissler y McNally, 1984) y el del 9 de octubre de 1995.

Sin embargo esta región se ha caracterizado por presentar la mayoría de los sismos de gran magnitud en la historia de México. Los resultados obtenidos por Pardo y Suárez (1993), indican que la subducción de la placa de Rivera se lleva a cabo con una inclinación de 50° hasta una profundidad de 40 km lo que genera la sismicidad de la región.

Las evidencias necesarias sobre la existencia de una unión triple en la región representada por las depresiones de Chapala, Tepic-Zacoalco y Colima, son los resultados de los trabajos de Luhr et al. (1981, 1990), Garduño y Tibaldi (1991). A este ambiente tectónico se asocia la generación de magmas de la serie alcalina rica en potasio, se sobreponen tanto temporal como espacialmente con magmas de la serie calcoalcalina relacionados a la subducción de la placa de Rivera, por lo menos desde los últimos 4.6 Ma. Las tres estructuras del graben confluyen en un punto situado aproximadamente a 50 km al sur-suroeste de la ciudad de Guadalajara y guardan un ángulo de 100° y 145° con respecto al graben de Colima (Allan et al. 1986). A partir de este punto, el Graben de Chapala corre alrededor de 110 km hacia el este, el graben Tepic-Zacoalco se extiende a más de 200 km al noreste hasta las costas del Pacífico y hacia el sur el graben de Colima se extiende hasta el complejo volcánico de Colima cerca de Ciudad Guzman. Serpa et al. (1992) y Garduño et al. (1996) discuten la existencia del graben hacia el sur del volcán de Colima.

Luhr et al. (1985) y Allan et al. (1986) se refieren a la unión triple (Chapala, Zacoalco-Tepic y Colima) como la manifestación inicial de un proceso de rompimiento y desplazamiento de la dorsal del Pacífico hacia el este donde ésta se ubica en la actualidad; de acuerdo con esta teoría la porción continental conocida como bloque Jalisco pasaría a formar parte de la placa del Pacífico, de forma análoga como ocurriera con Baja California hace ~ 10 Ma (Zanchi, 1994). El salto de la dorsal del Pacífico hacia el este no es único en esta región, pues además del antecedente de Baja California, se sabe que la zona de fracturas Siqueiros salto hacia el este hace 10 ó 12 Ma y la dorsal de Clipperton hace 8 ó 9 Ma. El salto más reciente inicio hace 6.5 Ma y concluyo hacia 3.5 Ma con el abandono de la dorsal Matemáticos (Klitgord y Mammerickx, 1982).

No ha podido ser bien definido el límite entre las placas de Rivera y Cocos hasta el momento, sin embargo, podría coincidir con una zona sísmicamente difusa ubicada entre la dorsal del Pacífico y la trinchería Mesoamericana propuesta por Eissler et al. (1984). Esta zona coincide con la ubicación de la mayoría de los grandes sismos ($M_s > 7.0$) que se han presentado en México desde 1837 (1932 de magnitud de 8.2 y 7.8, 1973 de magnitud 7.5; Eissler et al., 1984; Pardo y Suarez, 1995), tubo su epicentro en las costas de Manzanillo y cuyas réplicas fueron migrando hacia el noroeste ubicándose frente a las costas de Barra de Navidad donde Eissler et al. (1984) marcan como el límite entre las placas de Rivera y Cocos; sin embargo no ha podido ser confirmado, pues no existen rasgos batimétricos que puedan asociarse a una frontera entre placas (Pardo y Suarez, 1995).

Garduño y Tibaldi (1991) reportan una estructura de carácter regional a la que denominan falla Tamazula, la cual tiene un rumbo noreste-suroeste y una longitud de 160 km de largo que corta el graben de Colima y al complejo volcánico de Colima casi en su parte central. La falla Tamazula se extiende hasta las costas del Pacífico, donde se observó como un corredor de fracturas noreste-suroeste que al parecer son responsables de la formación de la bahía de Manzanillo y del cambio de dirección de todos los ríos que desembocan (Garduño et al., 1996).

Garduño et al. (1996) consideran que la falla Tamazula es una estructura activa de carácter regional que podría ser considerada como el límite sur-oriental del bloque de Jalisco y por tanto correspondería a la extensión continental del límite entre las placas de Rivera y Cocos, basados en los resultados de la medición (en áreas rurales y urbanas de Colima y Jalisco) de los rumbos de las fracturas derivadas del sismo del 9 de octubre de 1995, las fracturas presentaron dos direcciones preferenciales norte-sur y noreste-suroeste.

Luhr y Carmichael (1990) y Robin et al., (1991) han propuesto hipótesis respecto a un posible comportamiento eruptivo cíclico para el volcán de Colima, señalan que el patrón cíclico se puede definir como una alternancia de cortas fases explosivas con largos periodos efusivos, los cuales son controlados por ciclos magmáticos de cortos periodos de mezcla de magmas y largas fases de diferenciación.

Luhr y Carmichael (1990) propusieron que desde el año de 1690 se muestra cierta ciclicidad en la ocurrencia de erupciones explosivas, las más violentas como las de 1818 y 1913 marcan el final de un ciclo, que son el resultado final de un largo proceso de diferenciación, (como lo muestran las lavas de 1869, 1961-62 y 1975) que dura alrededor de 100 años (Luhr et al. 1981) y el factor que determina la explosividad consiste en un nuevo aporte de magma básico al sistema magmático, este aporte da origen a una mezcla de magmas (ácido-básico) en el que sirve como detonante para disparar una erupción explosiva. Robin et al., (1991) señalan que un ciclo eruptivo comienza con una erupción explosiva, como resultado de una corta fase de mezcla de magmas ácidos (61 % SiO_2) y básicos (56 % SiO_2) y una posterior homogeneización, que da como producto final un magma que consiste de un 38 % de andesita basáltica y 62 % de andesita ácida.

Los análisis químicos permiten insistir en que hay muy pocas diferencias entre las lavas del Nevado y las del Volcán de Colima. Estas son andesitas ricas en SiO₂, cuyos valores en sílice varían desde 58.5 hasta 61%, siempre son porfídicas, caracterizadas por la asociación P1+ Opx + Cpx + Hbl. Sin embargo, también se observan cristales de olivino inestables, como lo demuestra su aureola de P1+Cpx, y son bastante frecuentes en las pomez que cubren todo el flanco del Nevado; provienen de la fase pliniana responsable de la formación de la caldera del antiguo Volcán de Colima y se diferencian así de las relacionadas con las erupciones recientes del mismo volcán, cuya composición mineralógica es P1 + Hbl +Cpx + Opx. Los valores de isotopos del estroncio indican pocas diferencias entre Nevado y el Volcán de Colima, y son bastante variables e inferiores a los obtenidos para el Ceboruco (0.7037-0.7039 con respecto a 0.7042). Si a esto se añade la presencia frecuente de cristales de olivino en estas lavas de composición muy proxima a las dacitas, podría admitirse que interviene un magma primario basáltico que se mezcla en forma imperfecta con las lavas diferenciadas de una manera cíclica en la cámara magmática de estos volcanes. La abundancia de olivino en las pomez provenientes de las erupciones plinianas del antiguo Volcán de Colima podría indicar una relación entre esta llegada de magma básico y el grado de “explosividad” del volcán.

3.3. Historia eruptiva.

Después del último colapso del volcán Paleofuego ocurrido hace aproximadamente 2 500 años AP, la actividad volcánica migró hacia el sur y se instauró dentro de la caldera del Paleofuego. Esta actividad ha dado origen al actual volcán de Colima, el cual tiene un volumen aproximado de 10 km³ y ha crecido a razón de 0.002 km³/año (Luhr y Carmichael, 1990). Este estratovolcán está compuesto por una alternancia de derrames andesíticos, depósitos de flujos piroclásticos y de caída. Una de las características del volcán de Colima ha sido la generación de flujos piroclásticos que han alcanzado hasta 15 km del cráter; los más notables son aquellos formados durante la erupción de 1913. Durante los últimos 400 años, el volcán de Colima ha presentado alrededor de 43 erupciones que lo colocan como el volcán más activo de Norteamérica (De-la Cruz-Reyna, 1993; Saucedo et al., 2004). Como consecuencia de su constante actividad, el volcán de Colima cuenta con el registro histórico más completo de los volcanes mexicanos.

Los trabajos más detallados sobre la actividad histórica del Colima son aquellos publicados por Medina-Martínez (1983), De-la Cruz-Reyna (1993), Saucedo y Macías (1999) y Bretón. et al. (2002), en ellos se mencionan erupciones ocurridas en los siglos XVI y XVII (Tello, 1651), el 13 de diciembre de 1606 (Arreola 1915), el 15 de abril de 1611 (Bárcena, 1887), en 1690 (De-la Cruz-Reyna, 1993), en 1771 (Bárcena, 1887) y un gran número de menciones de eventos menores. Sin embargo, el registro más detallado de las erupciones comienza con la erupción ocurrida el 15 de febrero de 1818 (Sartorius, 1869), la cual destruyó un domo de lava (Dollfus y Monserrat, 1867) y arrojó escoria y ceniza hasta las ciudades de Guadalajara, Zacatecas, Guanajuato, San Luis Potosí y México (Bárcena, 1887; Arreola, 1915). Después de la erupción quedó un cráter abierto mayor a 500 m de diámetro y con forma de embudo, con paredes que variaban de 50 a 230 m.

El 12 de junio de 1869 inició la formación del domo adventicio “El Volcancito”, misma que concluyó en 1872 (Sartorius, 1869; Bárcena, 1887). Orozco et al. (1869) reportaron que “El Volcancito” estaba localizado a una altura de 3 500 m y que había alcanzado una altura total de 300 metros a partir de su base ubicada a 3 200 m. La etapa comprendida entre los años 1893 y 1903 es especialmente importante en el estudio del volcán Colima, ya que tanto el padre Arreola, en Colima, Col. como su colega Castellanos, en Zapotlán, Jal. (hoy Ciudad Guzmán), instalaron observatorios para vigilarlo. A partir de esta fecha se hicieron observaciones sistemáticas que continuaron hasta 1906, mismas que mensualmente eran publicadas en el Boletín del Observatorio Meteorológico Central de México (Arreola, 1915).

La erupción explosiva mejor documentada del volcán de Colima fue la ocurrida en 1913. Antes de la erupción la cima del volcán tenía un cráter cubierto por un domo de lava. La erupción comenzó el 17 de enero de 1913 (Ortiz-Santos, 1944) con una serie de explosiones que generaron densas nubes de vapor y ceniza. El 20 de enero la erupción continuó con la formación de una columna pliniana que alcanzó 21 km de altura (Saucedo-Girón, 1997). Esta columna provocó una lluvia de ceniza, que en Zapotlán, Jal. alcanzó 15 cm de espesor y en la Barca, Jal., alrededor de 4 cm según el periódico *El Imparcial* publicado el 21 de enero de 1913. Ésta llegó hasta Saltillo, Coah., a más de 700 km del volcán. El volumen total de la erupción de 1913 fue estimado en 0.9 km^3 (Saucedo-Girón, 1997). Durante la erupción también se produjeron flujos piroclásticos, los cuales fluyeron 15 km por el flanco sur del volcán, dejando depósitos de ceniza y rocas de 40 m de espesor (Waitz, 1915). Como resultado de esta explosión, la morfología de la cima del volcán cambió drásticamente, el edificio perdió 100 m de altura y se formó un cráter con un diámetro cercano a 400 m y profundidad desconocida. Para 1931, la profundidad del cráter oscilaba entre 50 y 100 m (Waitz, 1935; Arreola 1915); para 1958, el cráter estaba casi completamente ocupado por un tapón de lava en Grandes volcanes activos de México 389 bloques (Mooser, 1961) que, entre 1961 y 1962, comenzó a derramarse por la ladera norte del volcán de Colima formando una lengua de lava que llegó hasta la base norte del volcán, en el sitio denominado El Playón. En 1975-1976 comenzó la generación de varios flujos de lava acompañados por primera vez de flujos piroclásticos, los cuales fueron documentados por Thorpe et al. (1977). Esta clase de actividad consistió en la intrusión de un cuerpo de magma que empujó el domo o tapón central y eventualmente generó derrames andesíticos como el de 1982 (Luhr y Carmichael, 1990) y/o flujos piroclásticos producidos por el colapso gravitacional de las partes externas del domo, como el de 1991 (Rodríguez-Elizarrarás et al., 1991), también de la parte frontal de los flujos de lava, como en 1998 (Saucedo et al., 2002), y de manera más violenta, durante los primeros meses del año 2005.

Capítulo 4. Medición del SO₂ volcánico

4.1. Generalidades de la emisión de SO₂ volcánico

Las reacciones químicas en la fase gaseosa, la tectónica regional, el contexto geológico, la solubilidad de los gases disueltos en el magma y la interacción con un sistema hidrotermal como el agua de lluvia a niveles poco profundos del volcán son los factores que influyen en los gases volcánicos. (Sigurdsson, 2000)

En mayor proporción, los gases están compuestos de elementos consistentes de Hidrógeno (H), Carbono (C), Oxígeno (O), Azufre (S), Nitrógeno (N); incluyendo alógenos como el Cloro (Cl), Flúor (F) y Bromo (Br); en menor proporción se encuentran gases raros como Helio (He), Neón (Ne), Argón (Ar), Kriptón (Kr) y Xenón (Xe). Solo en las descargas fumarólicas de gases de alta temperatura se encuentran algunos metales (Na, V, Cr, Bi, Cu, Zn, Au) (Sigurdsson, 2000).

En las fumarolas la concentración de H₂O es dominante y normalmente va de 35% a 90% del contenido molar total del gas; Los compuestos siguientes más abundantes son el CO₂, con un contenido molar de 5 a 50% y el SO₂ con un contenido molar de 2% a 30%. Algunos elementos, como el azufre (S), pueden presentarse en diferentes estados de oxidación dependiendo de la temperatura. (Schmincke, 2004)

En la mayoría de las muestras de gases fumarólicos, la cantidad de sulfuro total ($S_{total} = SO_2 + H_2S$) es más bajo que la del CO₂ pero generalmente mayor que el de HCl, aunque la relativa abundancia de S y de HCl en los gases volcánicos puede variar. Los gases de H y N son típicamente menos del 2% y el 1% del contenido de gas molar total, respectivamente, a menudo la concentración de N₂ es modificada por la contaminación del aire durante o después del muestreo. El nitrógeno junto a los compuestos restantes del gas se encuentra en menos del 1%. El metano está generalmente ausente, aunque hay casos donde se detecta en fumarolas de alta temperatura (Sigurdsson, 2000).

La composición de los gases volcánicos varía con respecto a las fuentes la composición química de los gases liberados del magma y descargas en la superficie como las fumarolas de alta temperatura también variarán, ya que tienen distintas composiciones, diferentes tipos y cantidades de volátiles que se agregan a los magmas dependiendo del ajuste tectónico y geológico del volcán.

Los geoquímicos usan conjuntamente firmas químicas e isotópicas de especies mayores y menores de gases, para trazar el origen profundo de gases volcánicos y de magmas. Los gases fumarólicos de alta temperatura asociados a las placas volcánicas convergentes tienen proporcionalmente más H₂O y Cl que los gases de vulcanismo asociado a placas divergentes y vulcanismo de tipo hot spot (Sigurdsson, 2000), ya que resulta de la adición de cantidades significativas de agua de mar a la placa convergente durante la subducción de la corteza oceánica y los sedimentos, ambos contienen minerales hidratados. Varios investigadores han observado que el H₂O en fumarolas de alta temperatura de placas volcánicas convergentes muestran alto contenido de deuterio (D) y de oxígeno 18(¹⁸O), que son isótopos pesados del hidrogeno y oxígeno respectivamente (Sigurdsson, 2000).

Para deducir las fuentes profundas de volátiles magmáticos y sus respectivas contribuciones, los geoquímicos también utilizan los isótopos estables del carbón y el azufre presentes en descargas fumarólicas del gas. El comportamiento complicado de la solubilidad de azufre y cloro en magmas como función de la presión es un factor que complica la interpretación de la composición de los gases volcánicos.

La historia de la composición química de los gases volcánicos de alta temperatura es controlada por el ambiente tectónico y la desgasificación magmática; De los procesos no magmáticos relacionados con la presencia de un sistema hidrotermal o agua meteórica en las partes someras del volcán pueden ser las causantes de las variaciones de tiempo y espacio; encima del contacto con los depósitos bajos, los gases calientes lanzados por un magma reaccionan para producir una descarga fumarólica que lleva un pequeño remanente de la composición magmática inicial del gas.

La molécula de dióxido de azufre controla las propiedades de oxidación del magma, su reología y dinámica eruptiva, así como sus reacciones químicas preponderantes. El SO₂ es un gas incoloro, de sabor ácido, olor sofocante y es más denso que el aire; se funde a 197 K, se evapora a 263 K y su temperatura y presión críticas son de 430.75 K y 77.82 atm, respectivamente. Es soluble en agua y se licua con facilidad. La reacción con el agua es muy rápida y produce una solución débilmente ácida, llamada ácido sulfuroso $\text{H}_2\text{SO}_3 = \text{SO}_2 + \text{H}_2\text{O}$; es muy inestable. Al reaccionar con las bases forma sales llamadas sulfitos.

El trióxido de azufre se forma por la oxidación del SO₂ en presencia de catalizadores ($2 \text{SO}_2 + \text{O}_2 = 2 \text{SO}_3$), es un gas incoloro muy ávido de agua, formando en la reacción ácido sulfúrico ($\text{SO}_3 + \text{H}_2\text{O} = \text{H}_2\text{SO}_4$).

El ácido sulfúrico es incoloro, inodoro, espeso y de aspecto aceitoso; es muy corrosivo y soluble en agua, desprendiendo grandes cantidades de calor. Reacciona con casi todos los metales desprendiendo dióxido de azufre e hidrógeno. Las sales del ácido sulfúrico son los sulfatos.

En ambientes volcánicos es muy importante el ácido sulfhídrico o sulfuro de hidrógeno, H_2S , que es un gas incoloro de olor fétido, muy soluble en el agua; es extraordinariamente tóxico. Debido a las colisiones moleculares en el aire produce dióxido de azufre y agua ($2 H_2S + 3 O_2 = 2 SO_2 + 2 H_2O$). Debido a la reacción precedente, la mayor parte de H_2S volcánico es transformado a SO_2 en un tiempo de vida media de alrededor de dos días en la troposfera. El H_2S es muy reductor y sus sales se llaman sulfuros.

Para la medición de la emisión de SO_2 existen distintos sistemas de tipo químico y fotométrico, pero debido a la presencia de otros componentes en el gas provocan interferencias en la medición. Un sistema más preciso es el que emplea la técnica de espectrometría, que mide directamente la absorción en una banda estrecha de la radiación ultravioleta que es característica de las moléculas de SO_2 .

4.2. Descripción de la red mini-DOAS del volcán de Fuego de Colima.

El monitoreo de la emisión de SO_2 del volcán de Colima es llevado a cabo por el Instituto de Geofísica de la UNAM, en colaboración con el observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima desde el año 2007; se contaba con una red mini-DOAS alrededor del volcán (figura 6), que constaba de dos estaciones Juan Barragán (Latitud: 19.515° , Longitud: -103.570° ; 2158466 N, 650049 E UTM Altitud: 2,323.50 m snm,) y la Lumbre (Latitud: 19.488578° , Longitud: -103.685° ; 2155417 N 637979 E UTM, Altitud: 1,592.778 m snm) las cuales estaban a unos 5 km y 8 km del cráter del volcán, respectivamente. La estrategia que se siguió para la ubicación fue tal que las estaciones quedaran sobre el eje de dispersión de los patrones principales de vientos de acuerdo con el mapa de peligros construido por la Universidad de Colima.



Figura 6 Ubicaciones de las estaciones DOAS. | Google Earth, 2012.

Debido a la ubicación de la estación la Lumbre, no había línea de vista entre ésta y el observatorio Vulcanológico, por lo que el sistema requería de una estación repetidora situada en cerro grande; a partir del mes de febrero de 2011 se reubicó dicha estación en el lado sur del volcán, en monte grande, puesto que los flujos medidos eran bajos, casi imperceptibles, debido a que era mucha la distancia al cráter para así tener una mejor cobertura espacial de la pluma. Además se instalaron otras dos estaciones DOAS, en la parte norte y en el lado oeste del volcán para mejorar la calidad de los datos. El campo visual de los instrumentos permite abarcar el cielo de horizonte a horizonte, orientados de tal manera que puedan interceptar la nube de emisión volcánica la mayor parte del tiempo.

Cada estación consta de un telescopio acoplado a un escáner, un sistema mini-DOAS automatizado, un sistema de posicionamiento geográfico global (GPS), circuitería de conexión y un sistema de transmisión telemétrica. El sistema es alimentado por una batería de 12 V que es recargada por un panel solar. Todos los elementos están ubicados en un gabinete metálico, cerrado herméticamente (figura 7).



Figura 7. Sistema óptico, de alimentación y de telecomunicación de la estación DOAS. | Fotografía de José Manuel Álvarez Nieves.

4.3. Procesamiento de datos

Una computadora de escritorio del Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima descarga los datos de los instrumentos y realiza la evaluación de los mismos en tiempo real calculando el flujo de emisión de SO_2 por cada escaneo descargado. El procesamiento de la información de los espectros de absorción, se realizó con el software "NOVAC" diseñado por la Universidad Tecnológica de Chalmers, para calcular el flujo total de emisión el programa requiere archivos con información de dirección y velocidad del viento para la región vecina al cráter del volcán de Fuego de Colima para diferentes alturas, a diferentes horas del día, por lo que se creó una base de estos datos meteorológicos obteniendo valores sintéticos a partir de datos globales. La información meteorológica se obtuvo del modelo del Sistema Mundial de Asimilación de Datos (GDAS1), del Laboratorio de Recursos del Aire (ARL), de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica estadounidense (NOAA, 2008); y mediante el programa "FLUJO" versión 1.0 desarrollado por la Ing. Aparicio como parte de su trabajo de tesis de licenciatura (Aparicio, 2010), se discriminaron los datos procesados en base a las estaciones que detectaron más la pluma fumarólica.

Datos meteorológicos

Para la creación de la base de datos meteorológicos a partir de valores sintéticos de las direcciones y velocidades del viento en la ubicación del volcán para diferentes alturas a diferentes horas del día, se ingresa en la página de Internet de la NOAA <http://ready.arl.noaa.gov/READYamet.php> (figura 8), las coordenadas 19.51 latitud y -103.62 longitud (ubicación geográfica del volcán).

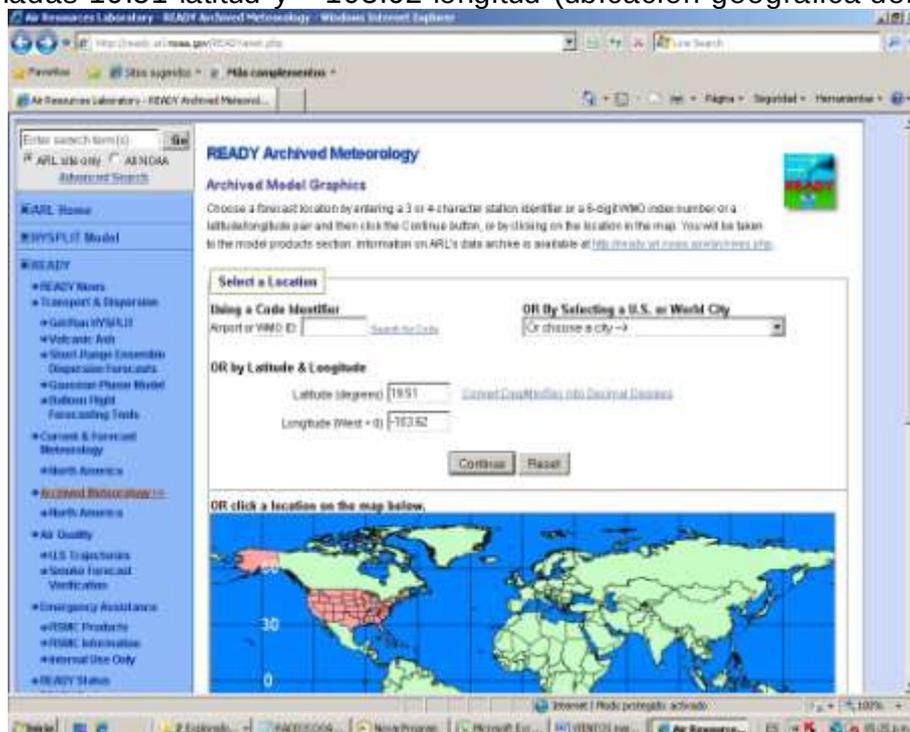


Figura 8 Página de internet del Laboratorio de Recursos del Aire (ARL), de la Administración Nacional Oceánica y Atmosférica estadounidense (NOAA).

Se selecciona la opción SOUNDING y del submenú la opción GDAS (figura 9)

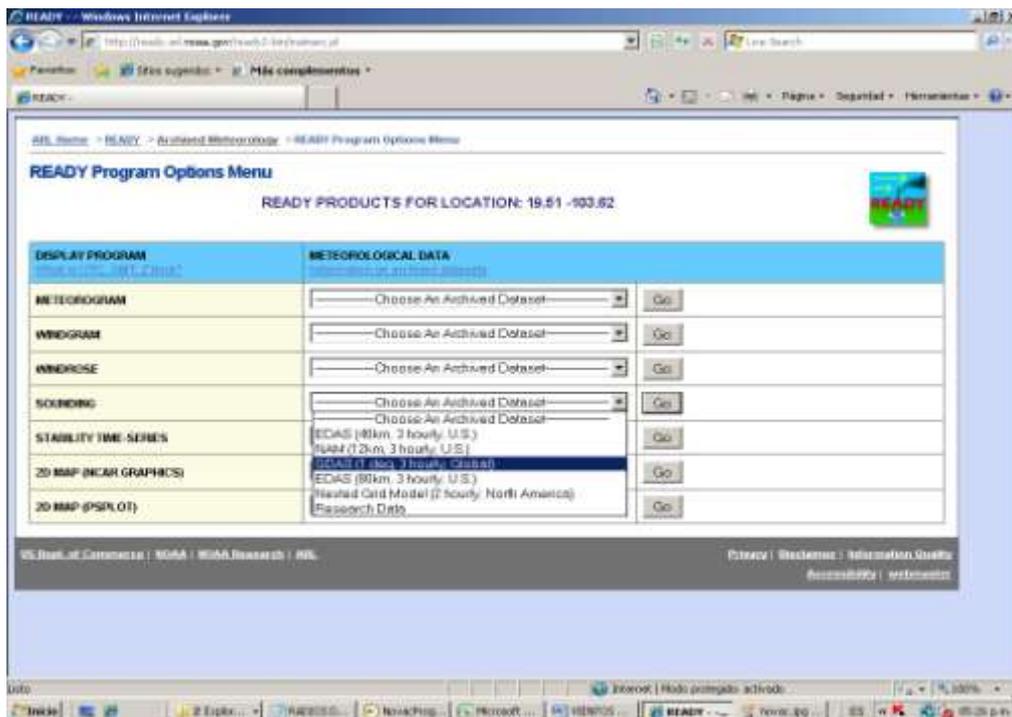


Figura 9 Menú del programa READY.

Se selecciona el periodo de interés (figura 10), la hora e ingresando el código se obtiene los datos meteorológicos (figura 11).

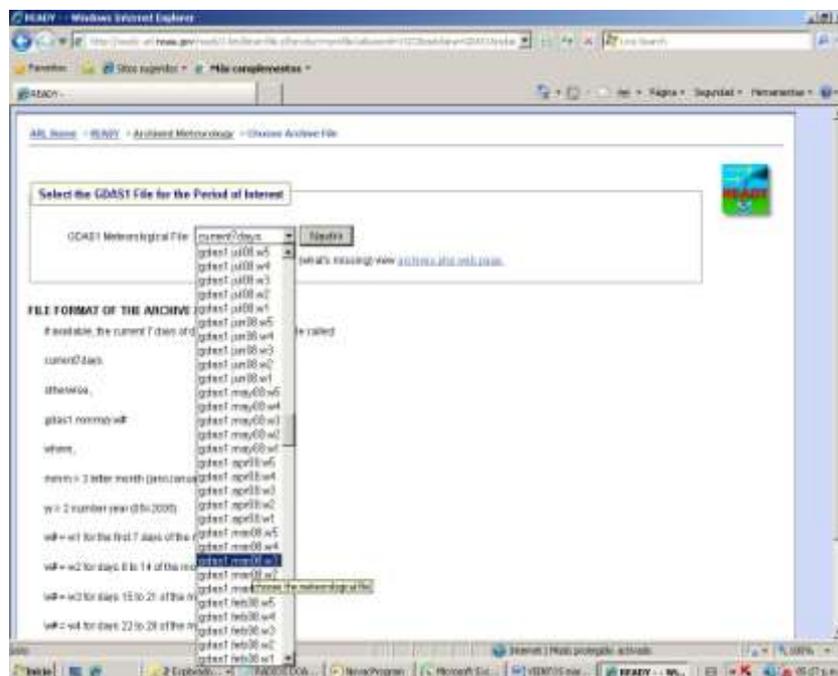


Figura 10 Selección del periodo.

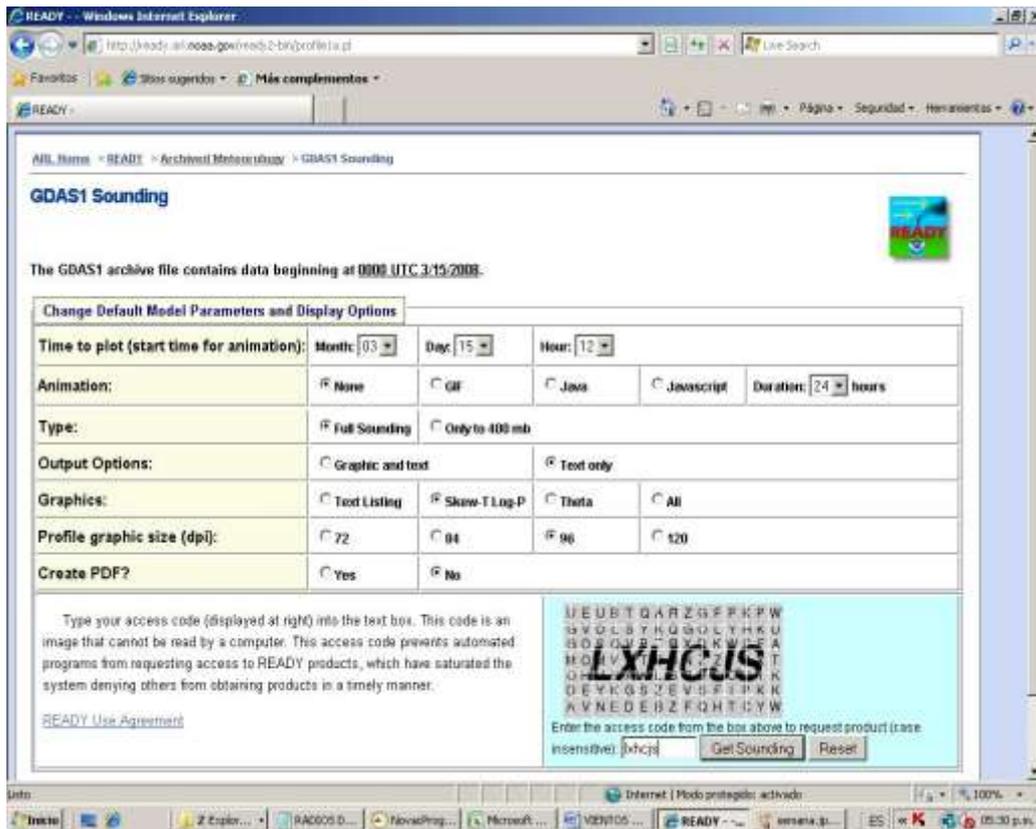


Figura 11 Opciones de visualización y parámetros predeterminados de modelos.

El modelo de GDAS1 corre 4 veces al día, de los resultados generados, el ARL produce 3 cada hora, global y un conjunto de datos de un 1 grado de latitud-longitud (figura 12); el modelo utiliza los datos obtenidos de radio sondeos realizados por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) dos veces al día.

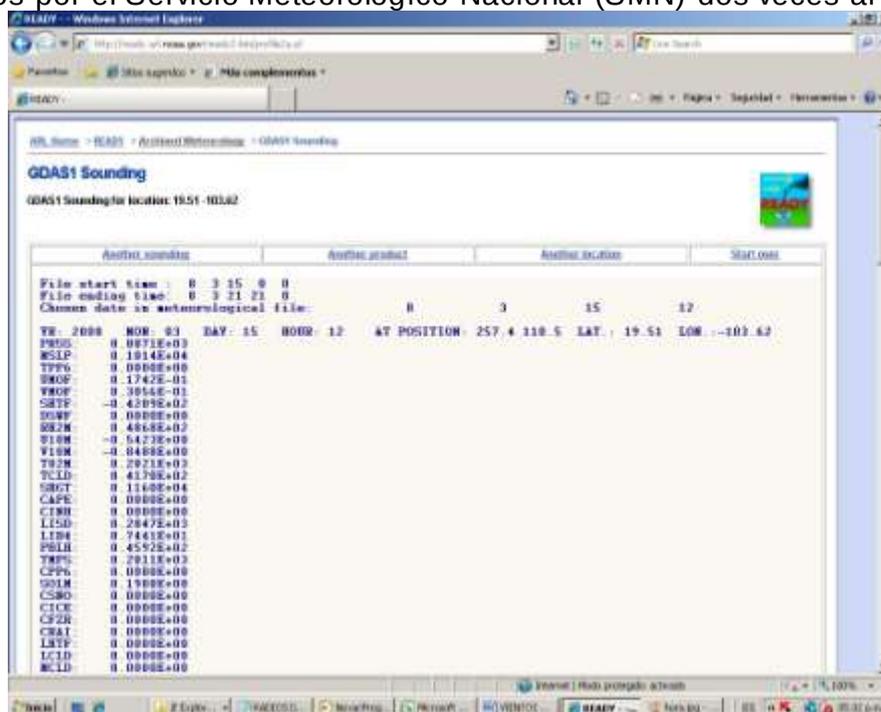


Figura 12 resultados generados por el modelo GDAS1

Se selecciona los diferentes valores por encima y por debajo de la altura del cráter para calcular un valor promedio (figura 13).

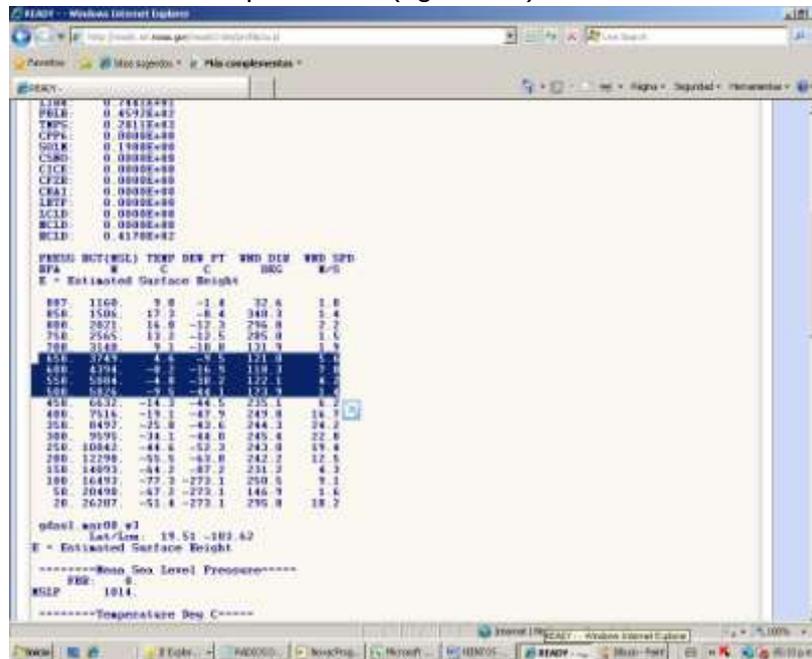


Figura 13 Selección de datos.

Se creó un archivo de texto (vientosaammdd.txt) (figura 14) el cual se utiliza para extrapolar los valores de dirección y velocidad de viento en el programa NOVAC con el fin de obtener la información en el momento exacto en que cada exploración fue hecha, con las diferentes horas 12, 15, 18, 21 GMT.

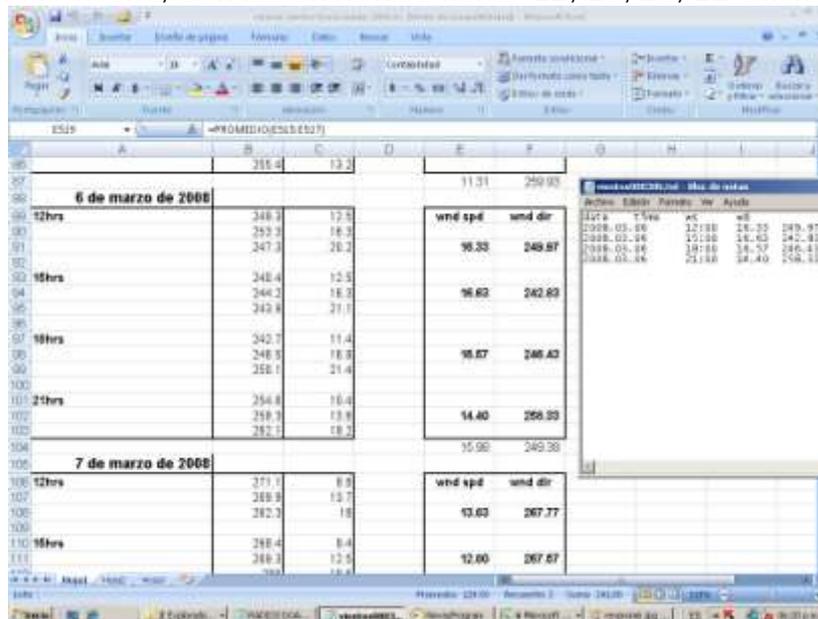


Figura 14 Cálculo de valores promedios para el archivo utilizado en el programa NOVAC

Organización de Datos

Al momento de descargar los datos, el programa NOVAC los organiza de acuerdo a la fecha en que fueron generados. En la misma carpeta donde corre el programa se generan 3 subcarpetas “Output, Lost Temp”; dentro de la subcarpeta Output se encuentran los datos organizados en carpetas por fecha dentro de las cuales hay una carpeta por cada equipo (nombrada por el número de serie del espectrómetro), que a su vez contiene una carpeta con los escaneos del día (archivos *.pak que contiene información de espectros de luz en cada posición de escaneo y archivos *.txt que contienen información de SO₂ evaluada en cada posición de escaneo) y los archivos de texto Evaluation Log, Error Log y Flux Log .

Posteriormente se crea una carpeta por fecha (figura 15), la cual va a contener una carpeta por instrumento donde estarán tanto los archivos de texto de los escaneos en una carpeta nombrada “Scans”.

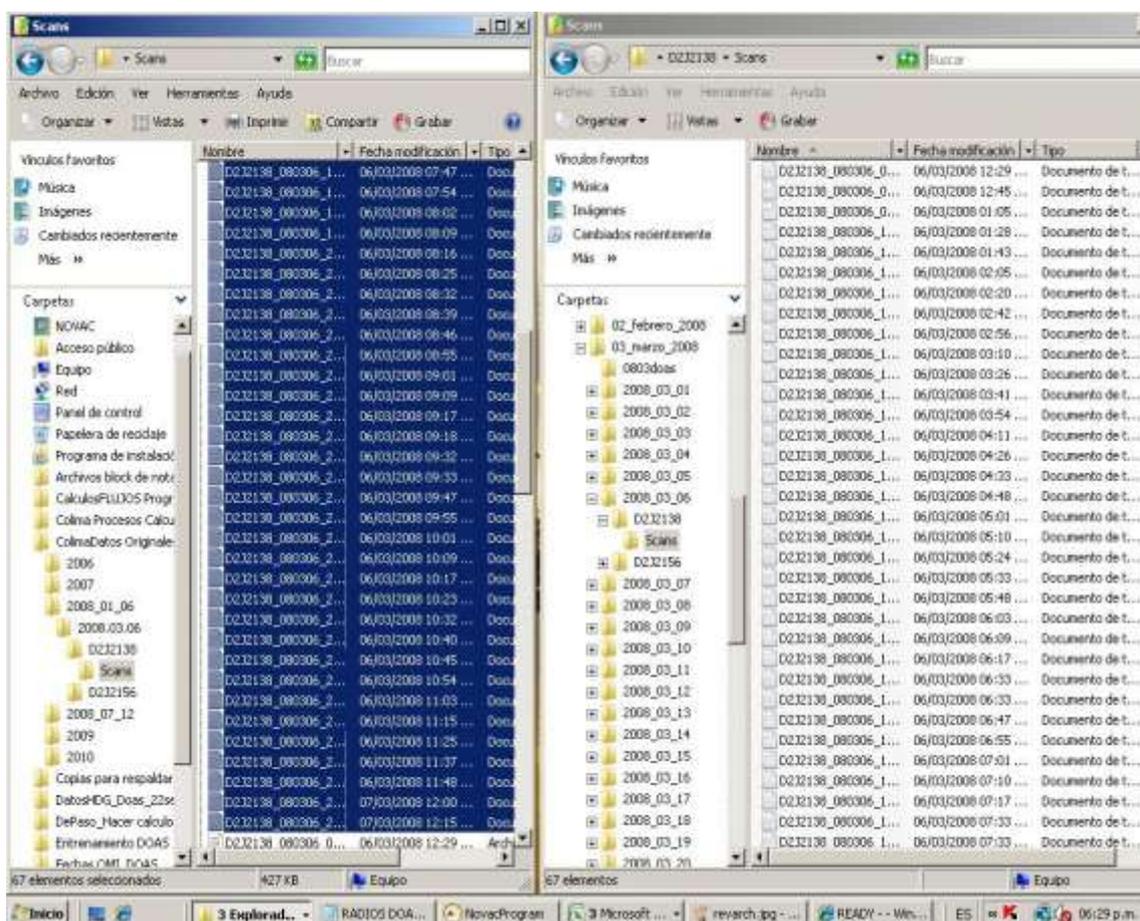


Figura 15 Contenido de las carpetas diarias

El archivo EvaluationLog, que se crea adicionalmente para la evaluación del flujo; con el programa Filemerger_2007_09_09.exe se crea el archivo por cada instrumento, el cual adjunta los archivos de los escaneos en un solo archivo de texto (EvaluationLog-Cold2J21**aammdd.txt) (figura 16).

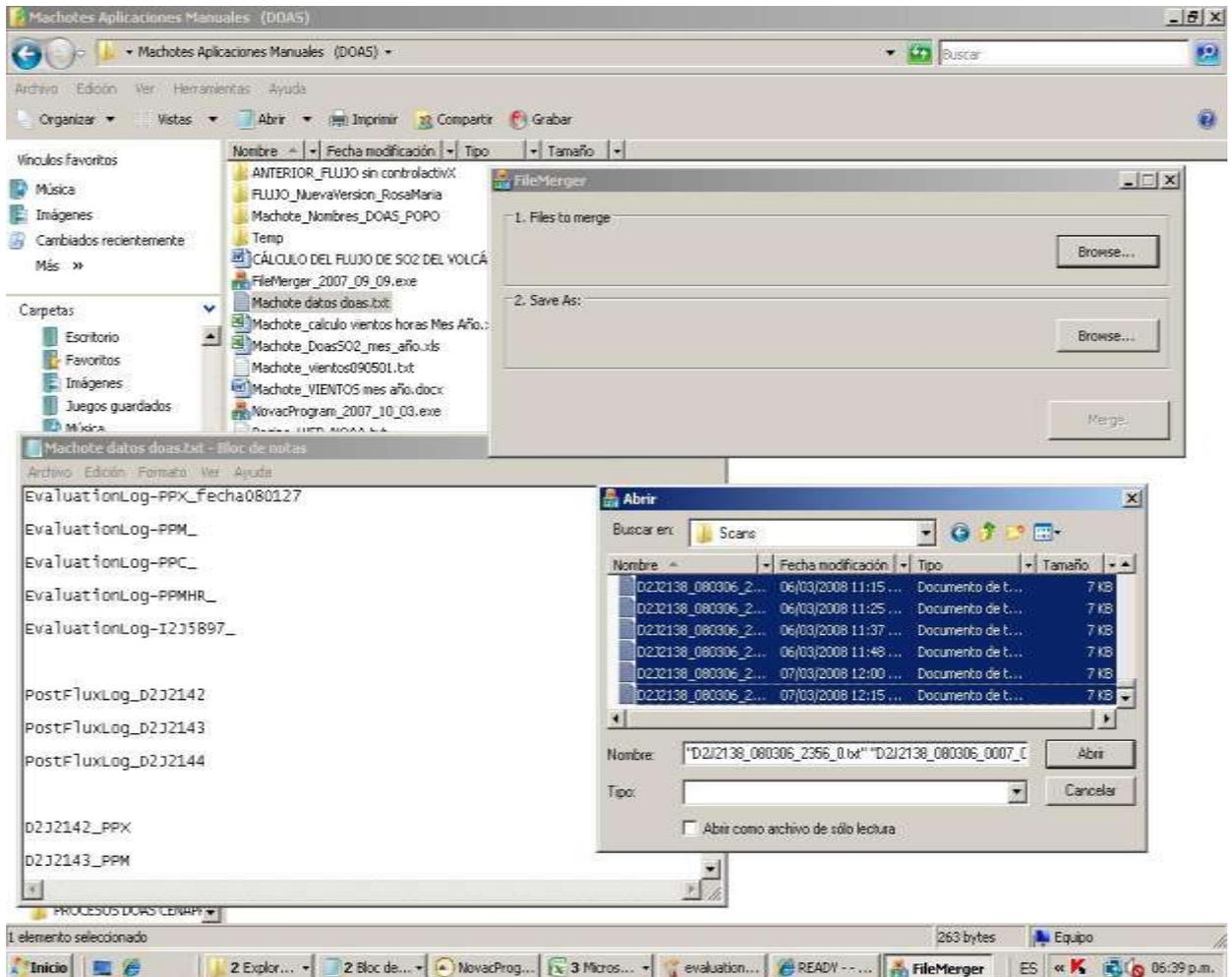


Figura 16 Creación del archivo EvaluationLog *.txt.

Evaluación de Datos

Para comenzar la evaluación se debe seleccionar del menú del programa “Novac”, la opción “Análisis” y del submenú la opción “Flujo” (figura 17) y se desplegará la nueva pantalla en donde se realizará la evaluación del flujo.

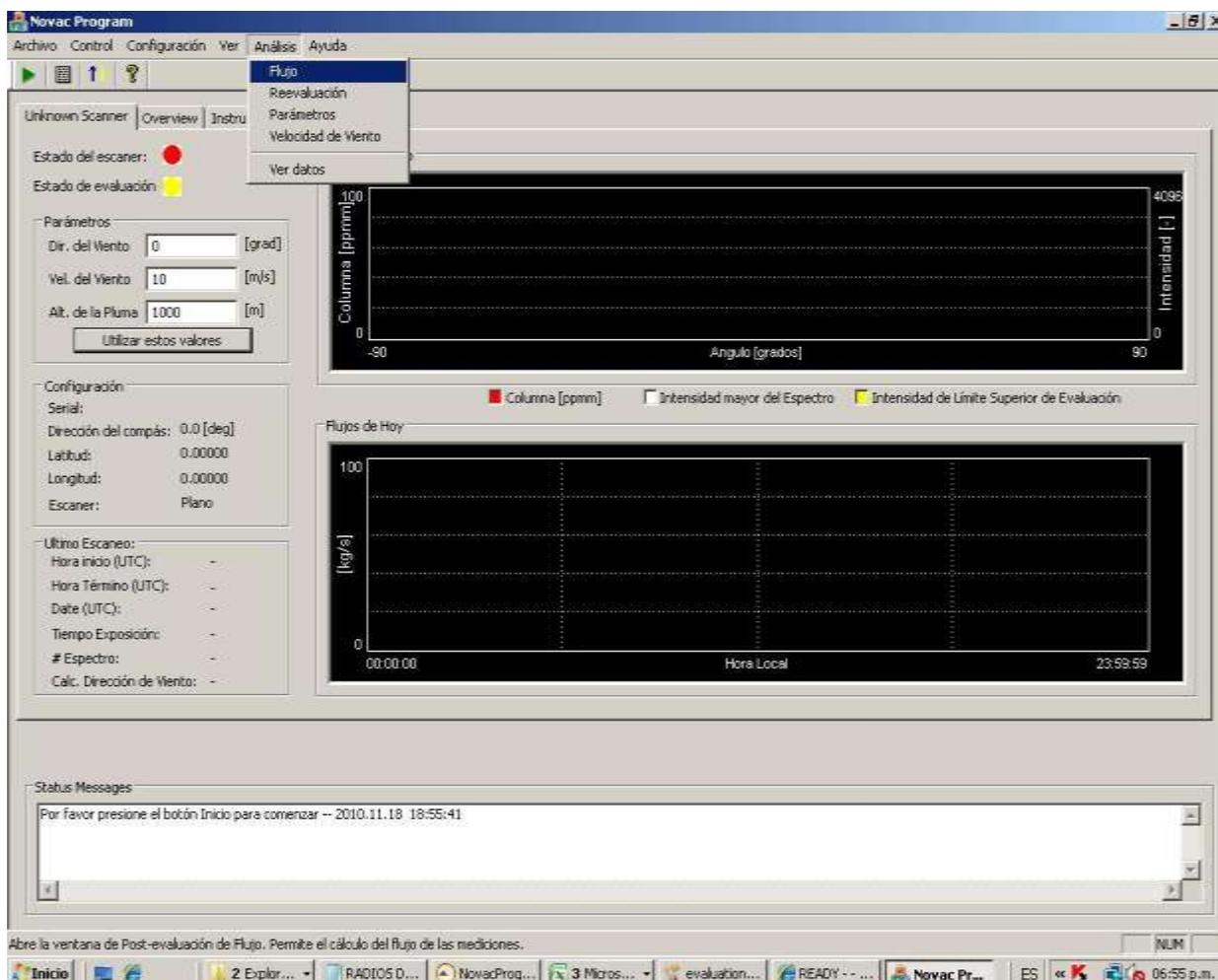


Figura 17 programa NOVAC.

Para cargar los datos de los escaneos diarios se da clic en el botón “Browse”, posteriormente se selecciona el archivo “EvaluationLog-Cold2J21**aammdd.txt” de la carpeta de la estación a evaluar (figura 18).

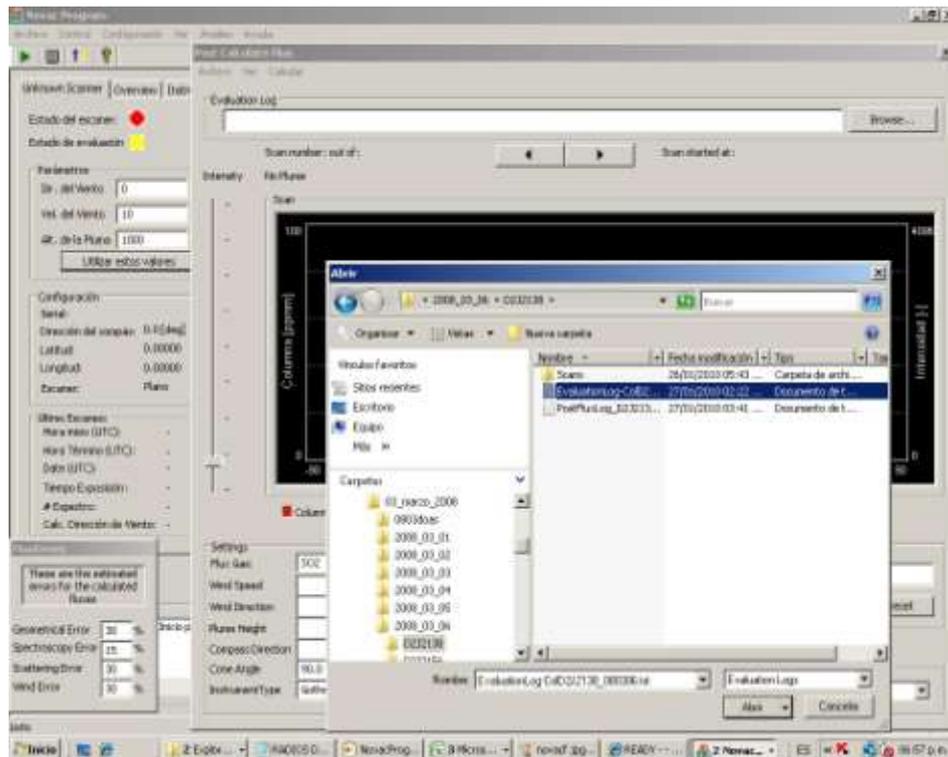


Figura 18 Selección del archivo a evaluar "Evaluation Log".

Para que el programa extrapole los valores de la dirección y velocidad del viento, se importa el archivo "vientosaammdd.txt" seleccionando del menú la opción "Archivo" y del submenú la opción "Import WindField" (figura 19).

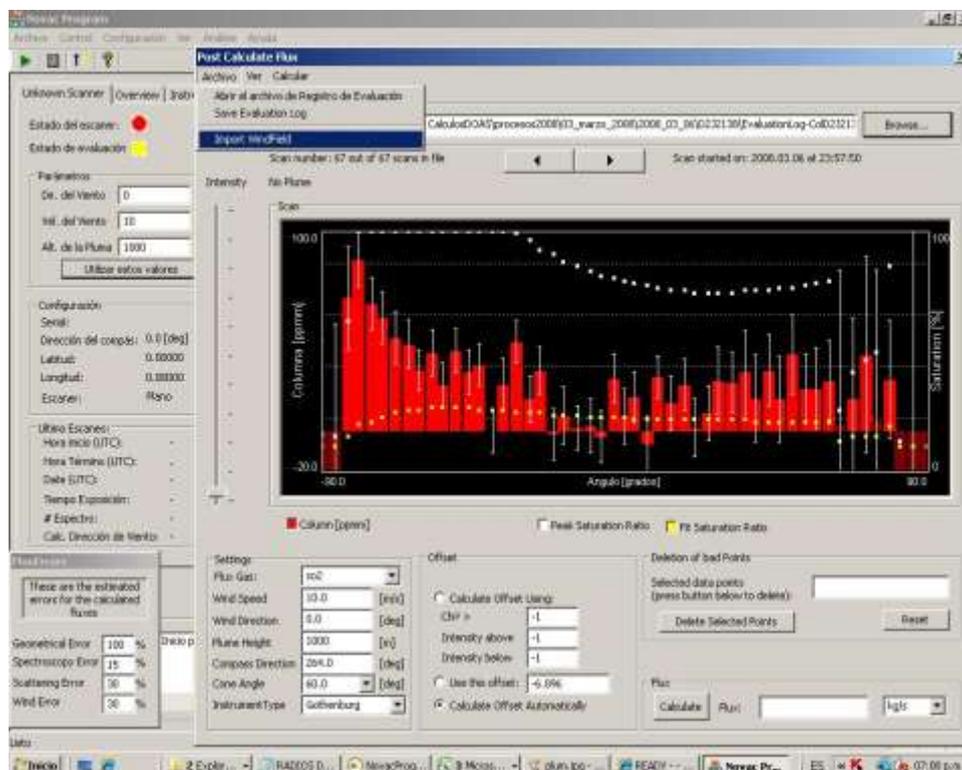


Figura 19 Importación de datos del viento.

Para la evaluación se calcula el flujo presionando el botón “calculate” para los escaneos “in plume” (figura 20); el programa genera un archivo “PostFluxLog_aammdd.txt” que contiene la fecha del escaneo, el comienzo y término de la hora de escaneo, el flujo de SO₂ en dos tipos de unidades, kilogramos por segundo y toneladas por día, velocidad del viento, dirección del viento, altura de la pluma, ángulo del escaneo, inclinación y errores.

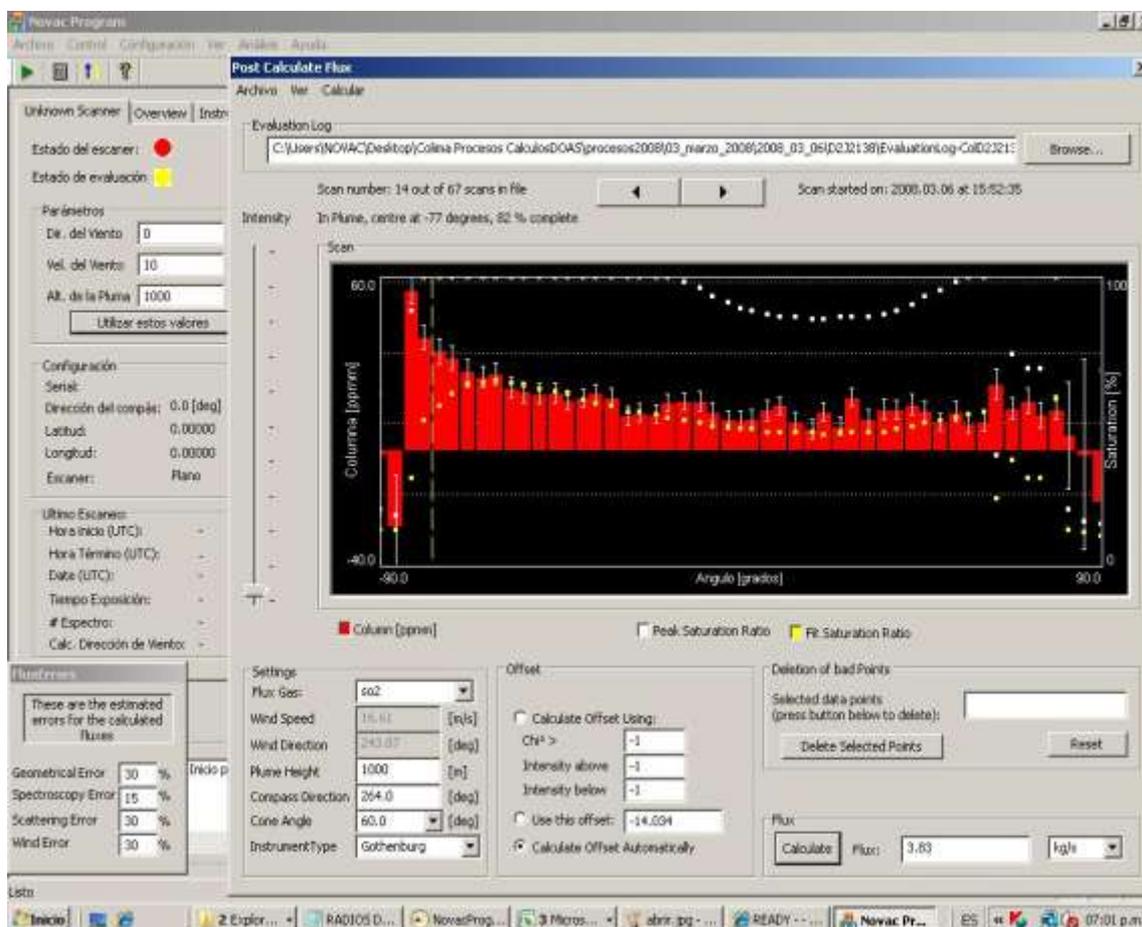


Figura 20 Evaluación del flujo SO₂.

Discriminación de datos

Finalmente mediante el programa “FLUJO” se discriminan los resultados en donde el instrumento pudo observar mejor a la pluma fumarólica. Con el botón “examinar y cargar archivo” se cargan los archivos “PostFluxLog_aammdd.txt” de cada instrumento, en este caso como solo son dos, en la tercera ventana se carga un archivo sin datos; en las cajas de selección se debe marcar la versión del programa NOVAC indicada en el encabezado del archivo. Para calcular el promedio y desviación estándar de cada estación se oprime el botón “Promedio y desviación estándar flujo (t/día)”. Los datos son ordenados y graficados al oprimir el botón “ordenar y graficar”, el eje x es el tiempo y el eje y es el flujo como se muestra en la figura 21.

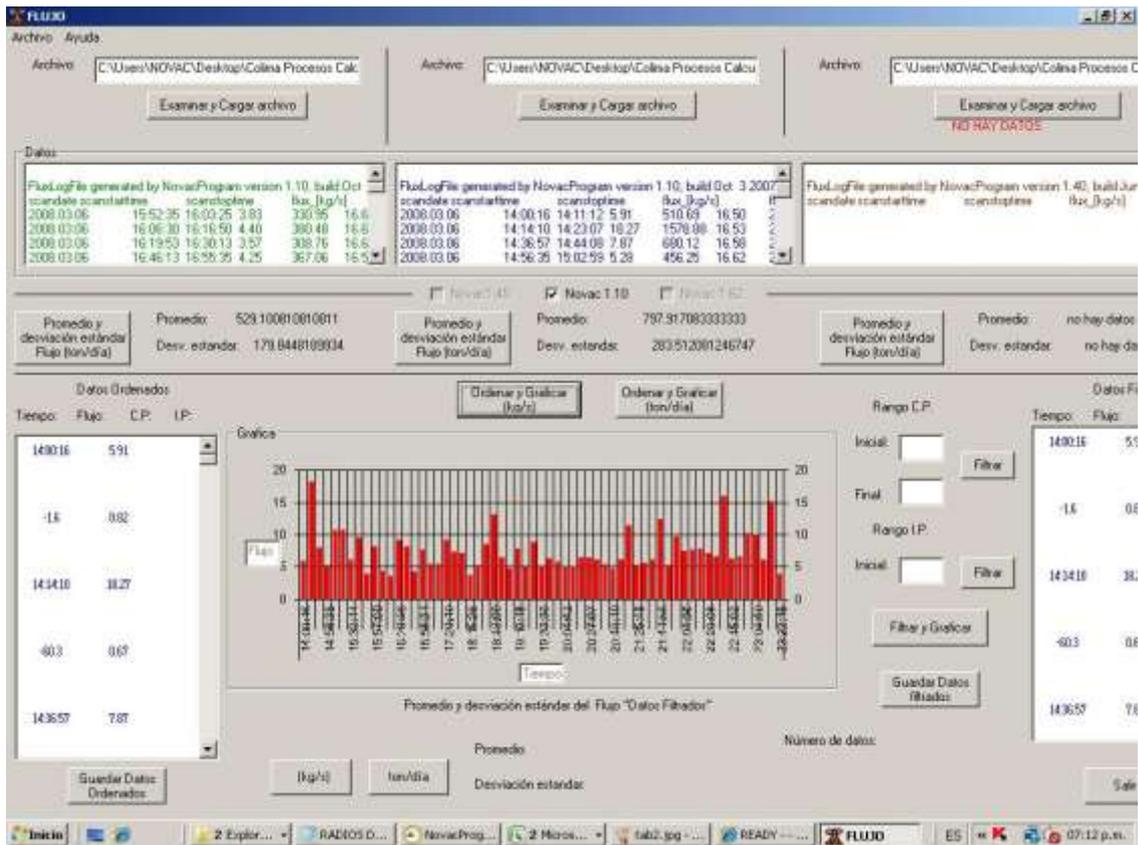


Figura 21 programa FLUJO

Para filtrar los datos con valores bajos, se selecciona el valor de tiempo con el puntero y oprimir el botón “Filtrar y Graficar”. Oprimiendo el botón “kg/s” o “ton/día” se obtiene el número de datos, promedio y desviación estándar del flujo para los datos filtrados.

Para guardar los datos ordenados se oprime el botón “Guardar Datos Ordenados” y los datos filtrados se oprime el botón “Guardar Datos filtrados”, se abre una ventana para escribir la ubicación y nombre del archivo donde se almacenarán. Los datos se ordenan conforme al tiempo y sólo se guardan las columnas de flujo y la de tiempo en formato ASCII.

Estimación de Errores.

El error en la medición del flujo es considerado como resultado de las combinaciones de los errores relacionados a espectroscopia, dispersión atmosférica, parámetros de viento y la geometría de la medición. Mientras los errores relacionados a la espectroscopia son dependientes del instrumento y pueden ser cuantificados, los otros errores dependen intrínsecamente de las condiciones meteorológicas (Galle et al., 2009b).

El programa "Novac" estima el error para cada uno de los escaneos. Existen cuatro tipos de errores, los valores que cada uno puede tomar se describen a continuación:

1. Error de Espectroscopia 10%.
2. Error de viento 30%.
3. Error de dispersión (Scattering):
 - Verde: ideal (error 25%)
Visibilidad > 25 km en superficie y,
Cielo azul o nubes claramente sobre la pluma y
Ninguna o poca condensación en la pluma.
 - Amarillo: moderado (error 60%)
Neblina, visibilidad < 25 km en superficie oo
Pluma no transparente
Nubes posible, pero todavía sobre la pluma
 - Rojo: pobre (evaluación de flujo no es confiable) si se calculara el flujo:
error 100%
Nubes bajas o niebla
Altitud de la pluma no visible desde superficie
4. Error Geométrico (dependiendo de altura y centro de masa de la pluma)

4.4. Resultados

Solo se procesaron los datos que tenían almacenados en el observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima, por lo que desde los últimos días de agosto hasta los primeros días de noviembre de 2008 y de los últimos días del mes de enero a finales del mes de septiembre e inicios de diciembre de 2009 solo hubieron datos de la estación Juan Barragán (figura 22). Entre 2010 y 2011 se perdió la transmisión de los datos por factores meteorológicos y logísticos. La hora de inicio de las mediciones es a las 12:00 GMT y terminó a las 0:30 GMT.

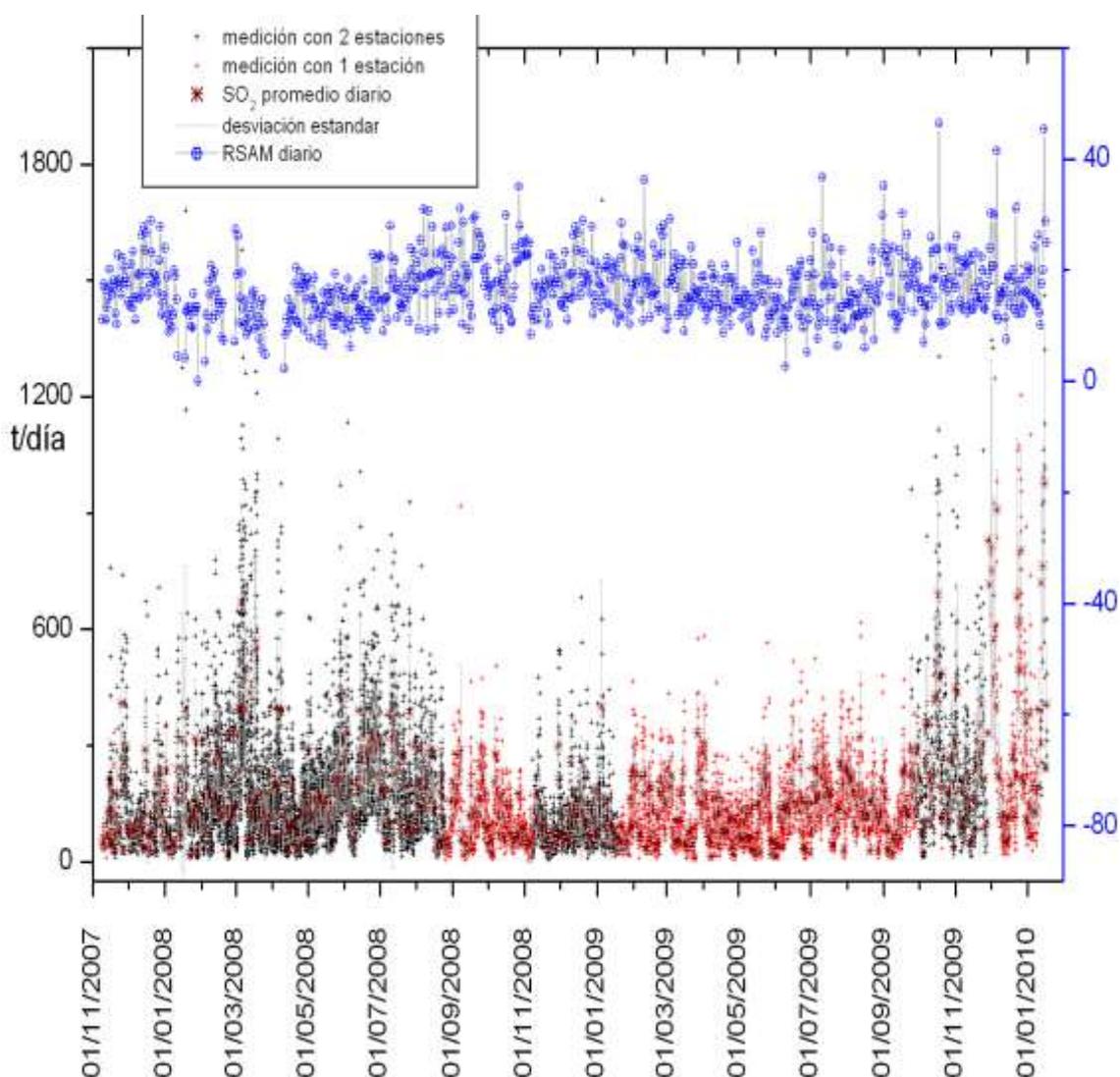


Figura 22 En la gráfica se compara el promedio diario de la cantidad de toneladas de SO₂ emitido con la medida de amplitud sísmica en tiempo real (RSAM por sus siglas en inglés).

Tabla 1. Emisión mensual de dióxido de azufre.

	Toneladas /día	Desviación estándar
Nov-07	2955	1291
Dic-07	3290	1645
Ene-08	4133	2519
Feb-08	5205	2379
Mar-08	7183	3319
Abr-08	3832	1854
May-08	5298	2423
Jun-08	7043	3193
Jul-08	6119	2636
Ago-08	4588	1888
Sep-08	4128	1635
Oct-08	3121	1107
Nov-08	2522	1236
Dic-08	3250	1548
Ene-09	3074	1498
Feb-09	3657	1248
Mar-09	3885	1296
Abr-09	3159	1169
May-09	3175	1168
Jun-09	3425	1343
Jul-09	5140	1579
Ago-09	4657	1732
Sep-09	4028	1499
Oct-09	7660	3282
Nov-09	7442	3021
Dic-09	10291	4306
Ene-10	5451	2092

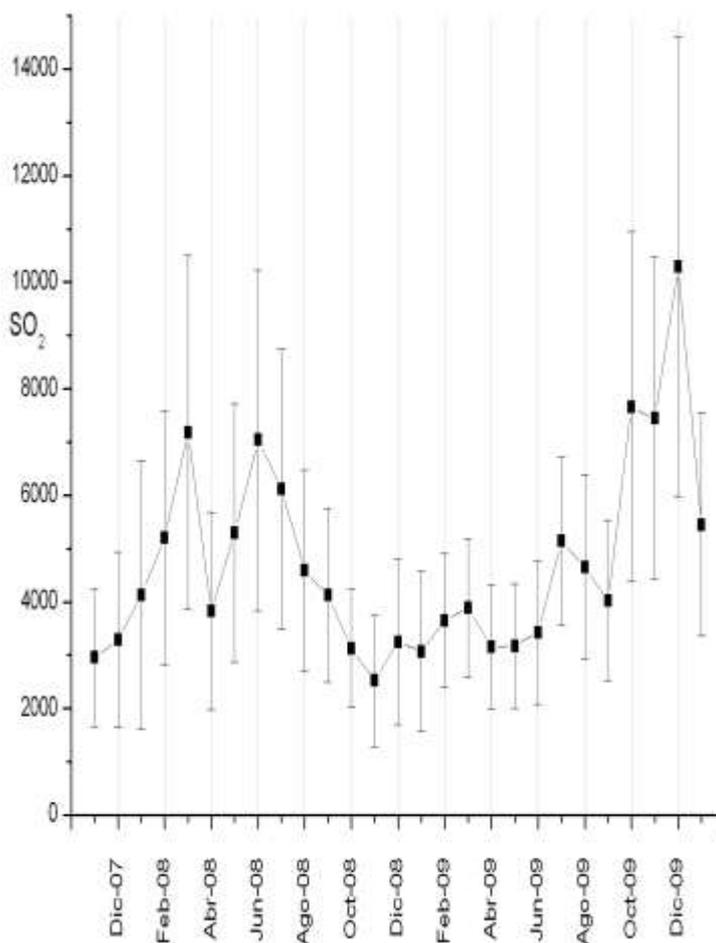


Figura 23 Gráfica de la emisión mensual de dióxido de azufre.

Capítulo 5. Discusión y Conclusiones

5.1. Análisis e interpretación

El valor calculado de la emisión total de SO_2 por el volcán de Colima fue de $127,700 \pm 53,900$ t durante el tiempo de medición; en los meses de noviembre y diciembre de 2007 se midió $6,250 \pm 2950$ t; $56,400 \pm 25,750$ t durante el año 2008 y $59,600 \pm 23,150$ t en el 2009. Comparando los valores de emisión respecto a los del volcán Popocatepetl que durante el año 2008 emitió $595,000 \pm 284,500$ t, diez veces más que el volcán de Colima; en el año 2009 el volcán de Colima emitió la doceava parte de $724,500 \pm 386,500$ t emitidas por el volcán Popocatepetl.

El valor promedio de la emisión total de SO_2 por el volcán fue de 156 t/día durante el periodo de medición con una desviación estándar de 120 t/día, parece muy grande pero es por la variabilidad de las emisiones. El valor máximo de emisión se registró el día 6 de diciembre de 2009 con 909 ± 102 t/día, la moda fue de 177.6 t/día.

Cuando los valores promedio de emisión decaen hasta un orden de magnitud hay una mayor actividad volcánica, como pueden ser las explosiones o los sismos (figura 23). Es posible identificar que para los días que se registraron microsismos volcano tectónicos, el flujo de SO_2 es bajo comparado con el día anterior, esto puede deberse principalmente a que el sistema de conductos se obstruya, debido a la presurización de los gases que no son capaces de escapar, y sean acumulados en profundidad y por lo tanto que exista menor cantidad de gas que lleguen a la superficie.

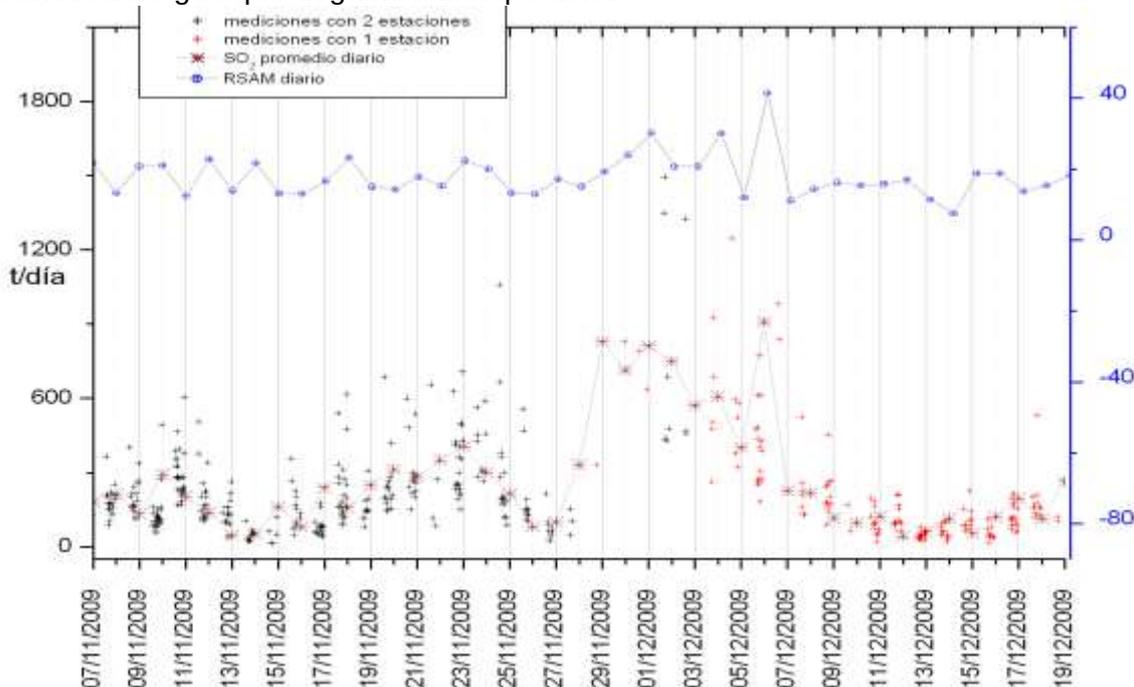


Figura 23 Días previos al 6 de diciembre de 2009 los valores de SO_2 decayeron

El tiempo operacional de los miniDOAS fue del 42% ya que de un total de 48,600 mediciones aproximadamente, 14,495 obtuvieron valores de emisión representativos; esto se debe a que la pluma la pudo observar mejor uno de los dos instrumentos.

Los eventos y las condiciones meteorológicas inciden en la cantidad de gas detectado. Por ello, la interpretación de los resultados debe hacerse en consideración de las condiciones de medida. Los vientos en las altas montañas de México son zigzagueantes lo que hace que la nube de gases se mueva en diferentes direcciones.

Condiciones meteorológicas.

Las condiciones climatológicas adversas (nieve, lluvia, alta nubosidad), pueden provocar una atenuación enorme en la región UV/Visible, haciendo imposibles las medidas y la turbulencia atmosférica puede ocasionar variaciones en la intensidad medida.

De la base de datos meteorológicos a partir de valores sintéticos se puede observar que los vientos predominantes a lo largo del tiempo de medición, provienen del sur en los meses de noviembre y diciembre de 2007, suroeste en los cuatro primeros meses del año 2008, sureste en el mes de mayo, oriente en el mes de junio, este-sur de julio a octubre, suroeste en noviembre diciembre de 2008 (figura 24); sur en los tres primeros meses del año 2009, suroeste en el mes de abril, sur en mayo, oriente de junio a septiembre, suroeste en octubre, suroeste en noviembre y diciembre de 2009 y sureste en enero de 2010; alcanzando velocidades de hasta 24 m/s, los promedios por día oscilaban entre 4 a 8 m/s, y hasta 9.5 m/s en el mes de diciembre de 2009.

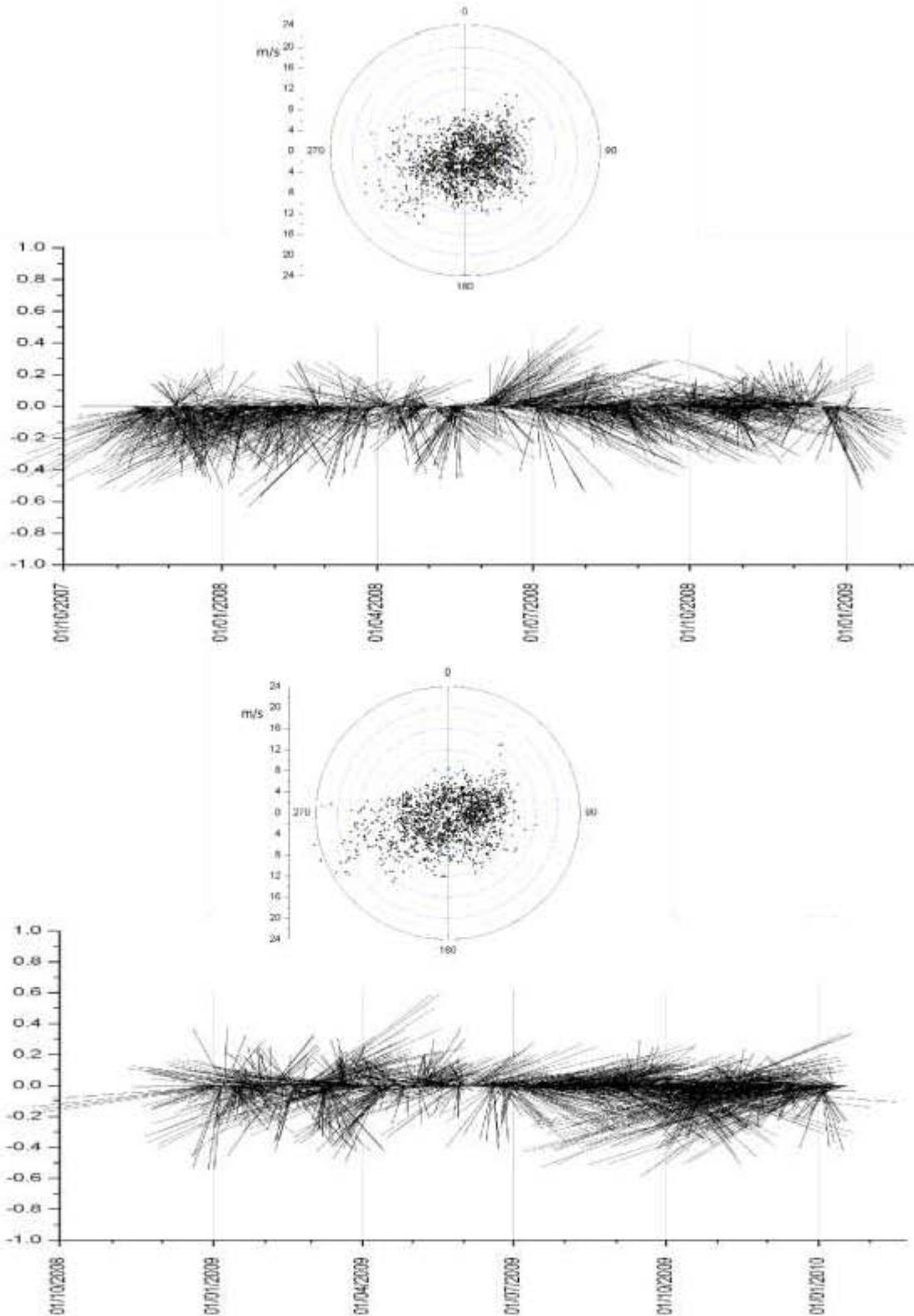


Figura 24 Gráficas de los promedios de direcciones y velocidades del viento en las cercanías del cráter del volcán de Colima.

5.2 Conclusiones.

Este sistema ofrece la posibilidad de desempeño autónomo de larga duración sin que se afecte la calidad de los datos recolectados; también permite el control sobre variables de tipo local que pudieran afectar dicha calidad. La medición remota con la red miniDOAS mostró tener una amplia capacidad para la caracterización de manera precisa, rápida y bajo condiciones reales de operación.

En cuanto a la toma de datos, este sistema permite alcanzar una densidad de datos alta durante el periodo de tiempo en que se realiza este proceso – periodo de radiación solar – permitiendo así, un seguimiento más detallado de la actividad volcánica, de una manera integrada con las otras disciplinas de vigilancia volcánica, como la sismología. De igual forma, permitiría en un futuro, el monitoreo de otros gases volcánicos que son de interés para este propósito. Futuros avances en este sistema tienen como objetivo la detección y cuantificación de otros gases (BrO) de interés volcanológico.

La versatilidad del sistema miniDOAS, tanto en lo instrumental como en lo informático, permiten hacer ciertas mejoras, adaptadas a las condiciones locales y en el tratamiento de los datos incorporando correcciones debidas a las condiciones locales.

Las direcciones predominantes de los vientos en las cercanías del cráter del volcán de Colima por lo general al noreste y noroeste en la estación de primavera; este oeste y norte durante la temporada de lluvias, mientras que en otoño e invierno de noreste y norte.

Una de las desventajas del sistema miniDOAS es, como todos los instrumentos autónomos que se encuentran expuestos a las duras condiciones meteorológicas, la pérdida de información debido principalmente a la transmisión de datos.

En resumen se puede concluir que:

- Se ha ensamblado el sistema de monitoreo remoto continuo de flujos de SO₂ basado en el método DOAS y que está compuesto de dos estaciones telemétricas instaladas al este y suroeste del cráter y gobernadas desde el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima.
- Cada estación miniDOAS consta de varios subsistemas: uno óptico externo de recolección de radiación UV, uno óptico interno de análisis espectral, uno de telemetría y otro de alimentación, protegidos en una caseta metálica. La base tiene el sistema de transmisión/recepción y el computador de adquisición y procesamiento de datos.
- Para la adquisición y procesamiento de datos se emplea el software NOVAC.exe diseñados por la Universidad Tecnológica de Chalmers.

- La red miniDOAS ha estado trabajando desde finales de noviembre de 2007 y ha proporcionado información de las emisiones de SO₂, además de que genera datos en el rango de los minutos, lo que ha permitido tener una secuencia muy fina de la actividad.
- Los datos han sido comparados con otro parámetro geofísico como la sismicidad del volcán y han mostrado coherencia con el estado de actividad general del volcán en un rango de días a meses.

Asimismo, se recomienda lo siguiente:

- Se recomienda la utilización de los datos generados por NOVAC en el contexto de una evaluación general del estado de actividad del volcán.
- Aunque el sistema de adquisición es autónomo, se recomienda su revisión permanente por el personal de turno en el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima, para determinar si amerita detener la adquisición por mal tiempo u otras causas y revisar que trabaje correctamente.

Bibliografía

Allan, J.F., (1986), Geology of the northern Colima and Zacoalco grabens in the southwest México: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, 97, 473-485.

Aparicio, J. R. M., (2010), Procesamiento de datos de emisión de dióxido de azufre obtenidos por espectrometría de absorción óptica diferencial en el volcán Popocatepetl: México, Benemérita Universidad Autónoma de Puebla.

Arreola, J.M., (1915), Catálogo de las erupciones antiguas del Volcán de Colima: Memorias y Revista de la Sociedad Científica "Antonio Alzate", 32, 443-481.

Bárcena, M., (1887), Informe sobre el estado actual del volcán de Colima: Anales del Ministerio de Fomento de la República Mexicana, 1, 328-365.

Bretón, G.M., (2011), El volcán de Fuego de Colima seis siglos de actividad eruptiva (1523-2010): México, Universidad de Colima, 14 p.

Bretón-G.M., Ramírez, J.J., Navarro, C., (2002), Summary of the historical eruptive activity of Volcán de Colima, México 1519-2000: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 117, 21-46.

Connor C.B., West- Thomas J., Clement B.M., Xiaodan Song, Lane S.B., (1993), Continuous monitoring of high-temperature fumaroles on an active lava dome, Volcan Colima, México: evidence of mass flow variation in response to atmospheric forcing: Journal of Geophysical Research, 98(B11), 19,713-19,722.

Cortes, A., Garduno-Monroy, V.H., Navarro-Ochoa, C., Saucedo, R., Macias, J.L., Gavilanes, J.C., 2005. Geología del complejo volcanico de Colima, UNAM, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras 10, escala 1:100,000, mapa con texto explicativo de 37 p..

Demant, A., (1979), Vulcanología y petrografía del sector occidental del Eje Neovolcánico: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 3, 39-57.

De-la Cruz-Reyna, S., (1993), Random patterns of occurrence of explosive eruptions at Colima volcano, México: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 55, 51-68.

DeMets C, Stein S, (1990) Present-day kinematics of de Rivera Plate and implications for tectonics in southwestern México. J. Geophys. Res. 95: 931-948

Dollfus, A., Monserrat, E., (1867), Archives de la Commission Scientifique du Mexique, Ministère de L'Instruction Publique: El Renacimiento, 1, 451-457.

DORSIVA. 2000. [http:// www.rss.chalmers.se/ors/dorsiva/main.html](http://www.rss.chalmers.se/ors/dorsiva/main.html)

Eissler H, McNally K (1984) Seismicity and tectonics of the Rivera Plate and implications for the 1932 Jalisco, México, Earthquake. J. Geophys Res. 89: 4520-4530.

Galle, Bo, Oppenheimer C., Geyer, A., McGonigle, A., Edmonds, M., and Horrocks, L. (2002). A miniaturized ultraviolet spectrometer for remote sensing of SO₂ fluxes: a new tool for volcano surveillance. Journal of Volcanology and Geothermal Research. p. 119, 241-254.

Galle, Bo, Oppenheimer, C., Geyer, A., McGonigle, A., Edmonds, M. (2003). A miniaturized ultraviolet spectrometer for remote sensing of SO₂ fluxes: a new tool for volcano surveillance. J Volcanol. Geothermal Res. 19(1-4):241-254.

Galle, Bo, Johansson, M., Rivera, C., Delgado, H., Cardenas, L. and Morquecho, C. (2009a). Conical Scanning- A new measurement strategy for measurement of volcanic gas emissions using Mini-DOAS spectroscopy. Manuscript in preparation for Journal of Volcanology and Geothermal Research.

Galle, Bo., Johansson, M., Rivera, C., Zhang, Y., Kihlman, M., Kern, C., Lehmann, T., Platt, U., Arellano, S., Hidalgo, S., (2009b). NOVAC - A global network for volcanic gas monitoring, network layout and instrument description. Manuscript submitted to Journal of Geophysical Research.

Garduño V, Tibaldi A, (1991) Kinetic evolution of the continental active triple junction of the western Mexican Volcanic Belt. C. R. Acad. Sci. Paris, t. xxx, 1-6.

Garduño V. Saucedo R, Gavilanes J. C, Cortés A, Navarro C (1996) La falla de Tamazula, limite suroriental del bloque de Jalisco. V Reunión Internacional Volcán de Colima, enero 22-26, 1996 Universidad de Colima resumen, 2 pp

GDAS, (2004). Global Data Assimilation System Archive Information, Accessed at: <http://www.arl.noaa.gov/ss/transport/gdas1.html>.

Jiménez, Z., Reyes, G., Espíndola, J.M., (1995), The July 1994 episode of seismic activity at Colima Volcano, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, Short Communication, 64, 321-326.

Klitgord y Mammerikx (1982). Northern east Pacific rise: magnetic anomaly and bathymetric frameworks, *J. Geophys.* 87, 6725-6750.

Komorowski, J.C; Navarro, C. (1997): The Colima Volcanic Complex. IAVCEI General Assembly. Puerto Vallarta-México. 19-24.

Luhr, J.F., (1990), Experimental phase relations of water-and sulfur-saturated arc magmas and the 1982 eruptions of El Chichon volcano: *Journal of Petrology*, 31, 1071-1114.

Luhr JF, Carmichael ISE (1980) The Colima volcanic complex México I. post-caldera andesites from Volcán Colima. *Contrib Mineral Petrol.* 71: 343-372.

Luhr JF, Carmichael ISE (1981) Colima: history and cyclicity of eruptions. *Volcano New* 7: 1-3

Luhr JF, Carmichael ISE (1982) the Colima volcanic complex, México II. Late Quaternary cinder cones. *Contrib Mineral. Petrol.* 76: 127-147.

Luhr, J.F., Nelson, S.A., Allan, J.F., Carmichael, I.S.E., (1985), Active rifting in southwestern México: manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump: *Geology*, 13, 54-57.

Luhr JF, Prestegard KL (1988) Caldera formation at volcán Colima México by large Holocene debris avalanche deposits. *J. Volcanol. Geother. Res.* 35: 335-348.

Luhr, J.F., Carmichael, I.S.E., (1990), Petrological monitoring of cyclical eruptive activity at Volcan Colima, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 235-260.

Macías, J.L., Capaccioni, B., Giannini, L., Martín, M., Rodríguez-Elizarrarás, S., (1993), Volatile elements in alkaline and calc-alkaline rocks from the Colima Graben, México constrains on their genesis and evolution: *Geofísica Internacional*, 32(4), 575-589.

Macías José Luis (2005) Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario Temas Selectos de la Geología Mexicana Tomo LVII, núm. 3, p. 379-424*

Medina F, De la Cruz S, Mena M (1983) El volcán de Colima, Instituto de Geofísica, UNAM, reporte 11-18.

Medina-Martínez, F., (1983), Analysis of the eruptive history of the Volcán Colima, México, 1560-1980: *Geofísica Internacional*, 22, 157-178.

Medina-Martínez, F., Espíndola J. M.; De la Fuente, Mauricio; y Mena, M., (1996), A gravity model of the Colima, México region; *Geofísica Internacional (México)*, v. 35, núm. 4, p. 409-414.

Mini-DOAS,

<http://www.geiacenter.org/workshops/summerSchool07/RiveraPoster.pdf>

Minster J, Jourdan T (1979) Rotation vectors for the Philippine and Rivera plates (abstract) *Eos Tran*, Agus, 60; 958

Mooser F, (1961) Los volcanes de Colima, Instituto de Geología, UNAM; Bol. No 61: 49-71

Mooser, F., (1961), Los volcanes de Colima, en Blázquez-L., Mooser, F., Reyes-lagos, A., Lorenzo, J. L. (eds.), *Fenómenos geológicos de algunos volcanes mexicanos: Universidad Nacional Autónoma de México, Boletín del Instituto de Geología*, 61, 49-71.

NOAA (2008), National Oceanic and Atmospheric Administration., Accessed at: <http://ready.arl.noaa.gov/READYamet.php>

NOVAC (2005), <http://www.novac-project.eu/index-es.html>

Núñez-Cornu, F., Nava, F., A., De-la Cruz, S., Jiménez, Z., Valencia, C., García-Arthur, R., (1994), Seismic activity related to the 1991 eruption of Colima Volcano, México: *Bulletin of Volcanology*, 56, 228-237.

Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima (2006), <http://www.ucol.mx/volcan/mapa.php>

Orozco, M.N., (1869), Observaciones hechas en el mes de agosto de 1869 (por el ingeniero Miguel N. Orozco de los fenómenos ígneos del volcán de Colima: Colima, Imprenta. del Gobierno del Estado a cargo de L. Orosco, 12 p.

Ortiz-Santos, G., (1944), La zona volcánica "Colima" del estado de Jalisco: monografía: Guadalajara, Universidad de Guadalajara, Instituto de Geografía, 49 p.

Pardo M, Suárez G (1993) Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western México. *J. Geophys. Res.* 20: 2391-2394.

Pardo, M., Suarez, G., (1995), Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern México; seismic and tectonic implication: *Journal of Geophysical Research*, 100, 12357-12373.

Perret, F.A., (1937), *The eruption of Mt. Pelée 1929-1932*: Carnegie

Robin C, Camus G, Cantagrel JM, Gourgaud A, Mossand P, Vicent PM (1987) Eruptive history of the Colima volcanic complex, México. *J. Volcanol. Geother. Res.* 31: 99-113

Robin C, Komorowski JC, Boudal C, Mossand P, (1990) Mixed-magma pyroclastic surge deposits associated with debris avalanche deposits at Colima volcanoes, México. *Bull. Volcanol.* 52: 391-403.

Robin C, Camus G, Gourgaud A (1991) Eruptive and magmatic cycle at Fuego de Colima volcano (México). *J. Volcanol. Geother. Res.* 45: 209-225.

Rodríguez-Elizarrarás, S.R., (1991), *Geología del Volcán de Colima, estados de Jalisco y Colima*: México, D.F.: Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, Tesis de maestría, 110 p., mapas.

Sartorius, C., (1869), *Eruption of the Volcano of Colima in June 1869*: Smithsonian Report, 423 p.

Saucedo G. R., (1997), *Reconstrucción de la erupción de 1913 del volcán de Colima*: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica. Tesis de maestría.

Saucedo G. R., Macías, J.L., (1999), *La historia del Volcán de Colima*: Tierra Adentro, 98, 8-14.

Saucedo, R., Macías, J.L., Bursik, M.I., Mora, J.C., Gavilanes, J.C., Cortés, A., (2002), Emplacement of pyroclastic flows during the 1998-1999 eruption of Volcán de Colima, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117, 129-153.

Saucedo, R., Macías, J.L., Sheridan, M.F., Bursik, M.I., Komorowski, J.C., (2004), Modeling of pyroclastic flows of Colima Volcano, México: implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 139, 103-115.

Serpa L, Smith S, Katz C, Skidmore C Sloan R, Pavlis T. (1992) A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the State of Colima, Mexico. *Geof. Inter.* 31, No. 4: 475-492.

Schmincke, H. (2004). *Volcanism*. Ed. Springer. Germany. p. 42

Sheridan, M.F., Macías, J.L., (1995), Estimation of Risk Probability for Gravity-Driven Pyroclastic Flows at Volcán Colima, México: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 66, 251-256.

Sigurdsson, H. (2000). *Enciclopedia of volcanoes*. Part VI. Ed. Academic Press. p. 803-815.

Stoopes GR (1991) Studies of two giant debris avalanches from Colima complex México. M. Sc. Thesis, Arizona State University 1-132.

Stoopes GR. Sheridan M (1992) Giant debris avalanches from Colima volcanic complex México: Implications for long-runout (>100 km) an hazard assessment, *Geology*. 20: 299-302.

Tello, F.A., (1651), *Libro segundo de la crónica miscelánea en que se trata de la Conquista Espiritual y temporal de la Santa Provincia de Jalisco en el Nuevo Reino de la Galicia y Nueva Vizcaína y descubrimiento del Nuevo México*: Guadalajara, Imprenta de la Republica Literaria.

Thorpe RS, Gibson IL,Viscaíno JS (1977) Andesitic pyroclastic flows from Colima Volcano. *Nature* 256: 724-725.

Waitz, P., (1915), El estado actual de los volcanes de México y la última erupción del Volcán de Colima 1913: *Revista Volcanológica*, 259-268.

Waitz, P., (1935), Datos históricos y bibliográficos acerca del Volcán de Colima: *Memorias y Revista de la Academia nacional de Ciencias "Antonio Alzate"*, 53, 349-385.

Zanchi A, (1994) The opening of the Gulf of California near Loreto, Baja California México; from basin and range extension to transtensional tectonics. *J. Structural Geol.* Vol. 16 No 12, 1619-1639.

Anexos.

Espectro electromagnético

La teoría cuántica surgió a principios del siglo XX; en 1900 fue enunciada en su forma primitiva por su descubridor Max Planck (1858-1947), profesor de la Universidad de Berlín, quien, al tratar de explicar la naturaleza de la radiación emitida por un **cuerpo negro**, propuso que la energía de la radiación electromagnética es absorbida y emitida por la materia en forma discreta, es decir; en múltiplos de una energía básica, el quantum de energía.

Cuando los átomos o moléculas se excitan, ya sea por **radiación electromagnética**, una descarga eléctrica o por calentamiento, cambian los niveles de energía; al regresar a su estado base emiten radiación electromagnética de una determinada longitud de onda. Esta radiación constituye el espectro de emisión del átomo o molécula, que consta de líneas de frecuencias determinadas, que se llama *espectro de líneas* del átomo.

El espectro de absorción de un gas muestra un fondo interrumpido por espacios oscuros denominados líneas de absorción, ya que se han absorbido las ondas que éste irradia por sí mismo. Suele ocurrir que unos cuerpos absorben sólo la radiación de unas longitudes de onda, por lo que cada cuerpo, cada elemento químico, tiene su propio espectro de absorción, el cuál se corresponde con su espectro de emisión, al igual como si fuera el negativo con el positivo de una película.

En realidad, cada uno de los elementos químicos tiene su propio espectro de emisión (figura 25). Y esto sirve para identificarlo y conocer de su existencia en objetos lejanos, inaccesibles para nosotros, como son las estrellas.



Figura 25 El hidrógeno emite, dentro del visible, en una cierta longitud de onda del naranja, en otra del azul, otra del añil y otra del violeta.

Las longitudes de onda de la luz en las regiones visible, infrarroja y ultravioleta se han determinado utilizando un prisma o una red de difracción, y las longitudes de onda de los rayos X, mediante su difracción por un retículo cristalino. El espectro visible es solo una pequeña parte del espectro completo de las ondas electromagnéticas. Los rayos X ordinarios tienen longitudes de onda de, aproximadamente 1 \AA . Los rayos gamma, producidos en las descomposiciones radioactivas y por la acción de los rayos cósmicos, poseen longitudes de onda todavía menores: 0.1 , 0.01 y 0.001 \AA . La región ultravioleta, corresponde a la luz de longitud de onda un poco menor que la de la luz violeta; por otra parte, la infrarroja corresponde a longitudes de onda un poco mayores que la luz roja. Después vienen las regiones de las microondas, de aproximadamente 1 cm , y de las ondas de radio, más largas.

La mayor parte de nuestros conocimientos acerca de la estructura electrónica de los átomos se obtienen estudiando la luz que emiten éstos cuando se excitan por diversos medios: alta temperatura, o haciendo saltar un arco o chispa eléctricos. La luz emitida por los átomos consta de líneas de frecuencias determinadas, que se llama *espectro de líneas* del átomo. Una de las hipótesis necesarias para la explicación de la rayas espectrales en los fenómenos espectroscópicos es que estas líneas se originan al chocar los electrones libres (en el caso de excitación por descarga eléctrica) contra los átomos de las moléculas gaseosas.

Aceptando esto, ¿Qué debe esperarse como resultado del choque de los electrones con el átomo de Bohr?

Primero que nada recordemos cuales son los postulados de la teoría de Bohr. Si a cada una de las frecuencias obtenidas las multiplicamos por la constante de Planck obtenemos la energía emitida.

Esta energía es emitida por medio de un proceso cuántico el cuál fue establecido por el físico danés Niels Bohr en base a tres hipótesis relativas a la estructura y dinámica de los átomos.

- En primer lugar, y de acuerdo con la teoría de Planck, hizo notar Bohr que el electrón (o electrones) del átomo no pueden recorrer todas las órbitas posibles según la Mecánica, sino que *las únicas posibles desde el punto de vista de la teoría de los cuantos son aquellas para las cuales el momento de la cantidad de movimiento (momento de giro del electrón) es igual a un múltiplo entero de $h/2\pi$. Esta hipótesis proporciona, en el caso más sencillo, un haz discreto de círculos centrados en torno del núcleo, y cuyos radios son entre sí como los cuadrados de los múltiplos enteros (1:4:9:16...).*
- En segundo lugar, estas órbitas “posibles” son estacionarias, correspondiendo, en cierto modo, a movimientos estables. La *estabilidad* se logra mediante la hipótesis de que el electrón no emite energía *mientras recorre una cualquiera de dichas órbitas estacionarias*. De este modo queda eliminada toda pérdida de energía y el electrón puede circular indefinidamente por una de dichas “órbitas cuantizadas”.

- La tercera hipótesis de Bohr dice así: *Cuando el electrón pasa de una órbita cuantizada en la que la energía vale E_2 , a otra en la que la energía correspondiente E_1 es más pequeña, se produce la emisión de la energía $E_2 - E_1$ en forma de radiación monocromática, con una energía cuantizada de $h\nu$.*

La frecuencia de la radiación emitida se determina mediante la ley de frecuencias de Bohr

$$\nu = E_2 - E_1 / h$$

Tomando como tipo sencillo de átomo de Bohr un modelo en el que un núcleo con z cargas positivas está rodeado de electrones que circulan por órbitas estacionarias cuantizadas. Se hace la hipótesis simplificadora de que el átomo se encuentra en su estado “normal”, es decir, en su estado de más baja energía. Si por un cierto aumento de energía, el electrón se sale de su órbita normal y pasa a otra de orden superior (de mayor energía), por ejemplo, a los niveles (2), (3), (4), etc., y desde ahí cae otra vez al nivel (1), se obtendrán, respectivamente, las rayas 1, 2, 3,... de la llamada “*serie de emisión del átomo normal*” (serie principal). Las frecuencias de las rayas emitidas obedecen, además, a la condición de Bohr, es decir, son tales, que la pérdida de energía $E_n - E_1$ al pasar del n -ésimo al primer nivel es igual a un cuanto $h\nu_{n,1}$ de la raya emitida:

$$E_n - E_1 = h\nu_{n,1}$$

El aporte de energía necesaria para “elevar” el electrón hasta el nivel más alto puede llevarse a cabo de dos maneras. En primer lugar, mediante absorción de la radiación exterior; en segundo lugar mediante choques con otros electrones. Si incide sobre el átomo una radiación exterior de frecuencia $\nu_{n,1}$ la absorción de un cuanto $h\nu_{n,1}$ de esta radiación se emplea en elevar el electrón desde el nivel en que la energía vale E_1 hasta el nivel en que la energía vale $E_n = E_1 + h\nu_{n,1}$. Al caer el electrón al nivel primitivo emite luz de la misma frecuencia que la de la raya absorbida. Merece mencionarse la circunstancia de que cuando el electrón se eleva hasta el nivel (2) *no tiene más remedio* que caer en el nivel primitivo, mientras que si, por ejemplo, ha sido elevado al nivel (4), puede caer en el (3), en el (2), o en el (1). Cuando el átomo absorbe de la radiación exterior, la raya $\nu_{2,1}$ vuelve a emitir la raya y con la misma energía.

Si la energía necesaria para elevar el electrón procede del choque con un electrón extraño (en este caso, de la descarga eléctrica debida a una diferencia de voltaje aplicada al gas en cuestión) resulta que éste es reflejado por el átomo como si fuese perfectamente elástico, siempre que su energía no llegue a un valor umbral E_U . Pero en cuanto la energía alcanza dicho valor, el electrón incidente la pierde por completo y la transmite al átomo (“choque inelástico”). ¿Qué significa esto en el modelo de Bohr? Evidentemente, E_U no es otra cosa que $E_2 - E_1$, es decir, la energía necesaria para elevar el electrón del átomo desde el estado normal al nivel (2). Por tanto, el choque con un electrón que comunica al átomo la energía E_U producirá la emisión de esta raya. La energía E_U estará relacionada con la frecuencia $\nu_{2,1}$ de la raya de resonancia, mediante la relación:

$$E_U = h\nu_{2,1}$$

Si la energía del electrón incidente rebasa el valor E_U es lógico suponer que se producirá un choque “inelástico”, acompañado de una pérdida total de energía, cuando $E = E_n - E_1$ ($n = 3, 4, 5, \dots$). Mediante estas aportaciones de energía el electrón del átomo será elevado a los niveles $3^0, 4^0, 5^0, \dots$. Finalmente, si $E = E_{infinita} = E_{infinita} - E_1$ la energía del electrón incidente será capaz de arrancar el electrón del átomo, es decir, de *ionizar* éste. Por consiguiente, $E_{infinita}$ representará la energía de ionización y el potencial correspondiente se llama potencial de ionización:

$$E_{infinita} = eV = h\nu_{infinito,1}$$

Es decir, *la energía de ionización es igual al cuanto correspondiente a la última raya de la serie de absorción, es decir, al “límite de la serie”*.

Como se puede ver, uno de los más importantes hechos que se refieren a las rayas espectrales es que éstas *pueden ordenarse en series*. Existe una serie *K* de pequeñas longitudes de onda, una serie *L* de grandes longitudes de onda, y otra serie *M* de longitudes de onda todavía mayores.

Para el caso de varios electrones en el átomo la teoría explica la aparición de estas rayas espectrales del siguiente modo: Consideremos un átomo neutro de Bohr consistente en un núcleo con z cargas positivas en torno del cual giran z electrones dispuestos en anillos y niveles diferentes. Supongamos que, en el estado normal, el número de electrones situados en cada uno de los niveles primero, segundo, tercero, etc., llamados también nivel *K*, nivel *L*, nivel *M*, etc., sean, respectivamente, p_1, p_2, p_3 , etc. La emisión de la serie *K* se debe a que, mediante un aporte de energía –sea por absorción de una radiación exterior, sea mediante el choque con un electrón– uno de los electrones del nivel *K* es lanzado hasta el “infinito”, con lo cual el átomo queda “interiormente ionizado” es decir, ionizado en el nivel *K*. Si la energía de este átomo antes de la ionización era E_0 y después de la ionización vale E_k , será precisa una absorción de energía que valdrá $E_k - E_0$. Por tanto, cada radiación cuyo cuanto de energía valga $h\nu$ mayor o igual $E_k - E_0$ será capaz, al ser absorbida, de arrancar un electrón del nivel *K*.

Haciendo crecer gradualmente la frecuencia ν de la radiación exterior se observará en el momento en que $\nu_k = E_k - E_0 / h$ un aumento súbito en la absorción, puesto que, a partir de este instante, la energía de la radiación exterior se empleará en “ionizar el nivel *K*”. Por lo tanto se producirá una *banda de absorción* que se extenderá a partir del borde ν_k hacia las frecuencias superiores.

Mediante la ionización del nivel K se encuentra el átomo en condiciones de emitir la serie K . Así, por ejemplo, si uno de los electrones situados en el nivel L cae en el nivel K –para llenar el vacío allí existente- se obtiene la primera raya K_α de la serie K . En cambio, si el lugar vacante en el nivel K es ocupado por un electrón procedente del nivel M , o del nivel N , se producirán las rayas K_β o K_γ , respectivamente. Una cosa análoga ocurre con las series L y M . Si, mediante una aportación de energía (absorción o choque con otros electrones) salta un electrón del nivel L , quedará éste ionizado y el átomo estará dispuesto para la emisión de la serie L . Si el vacío producido en el nivel L es ocupado por un electrón del nivel M , resulta la primera raya L_α de la serie L . Si el electrón procede del nivel N resulta la segunda raya L_γ de la serie L y así sucesivamente.

En cuanto a la *rayas de absorción* que aparecen en el espectro visible constituyendo el fenómeno inverso de las rayas de emisión, podemos decir que, el electrón arrancado del nivel K , por ejemplo, no puede, en general, quedarse en ninguno de los niveles superiores L , M o N , puesto que todos los lugares se encuentran ocupados. Por lo tanto, resulta imposible la absorción de las rayas K_α , K_β o K_γ . En cambio, el electrón procedente del nivel K puede quedarse en uno de los niveles *vacantes* situados más allá del último ocupado, es decir, fuera de la “superficie del átomo”. Mediante este proceso se verifica de hecho la *absorción* de una “raya”, que será aquella para la cual $h\nu$ valga la diferencia entre la energía que el electrón poseía en el nivel K y la correspondiente al nivel que ocupa al final del proceso. Mediante esto, se pone de manifiesto que no es necesario que el electrón arrancado del nivel K sea lanzado de una vez hasta el “infinito”, sino que aparecerán rayas de absorción antes de llegar al borde de la banda de absorción.

Todo el estudio de estos espectros de emisión y absorción se lleva a cabo con la ayuda de un importante dispositivo experimental: el *espectroscopio*, éste es un instrumento que, por medio de una red de difracción o de un prisma, descompone la luz en sus longitudes de onda constituyentes y determina sus valores. Dicho instrumento fue inventado en 1859 por Gustav Kirchhoff, y el cesio fue el primer elemento descubierto con su ayuda.

Características Estructurales del Dióxido De Azufre.

El dióxido de azufre es una molécula presente en la atmósfera terrestre, principalmente en la troposfera, emitido por la industria y por los volcanes activos. También está presente en la estratosfera luego de vigorosas explosiones volcánicas y en las densas atmósferas de Venus. Juega un rol importante en la química atmosférica, formando ácido sulfúrico y aerosoles ; desempeña un papel predominante controlando las propiedades de oxidación del magma, su reología y la dinámica eruptiva, así como también sus reacciones químicas preponderantes. El SO_2 funde a 197 K (calor latente de fusión a 1 atm en el punto triple es de 115,48 kJ/ kg), evapora a 263 K (calor latente de vaporización a 1 atm en el punto triple es de 389,37 kJ/ kg) y su temperatura y presión críticas son de 430,75 K y 77,82 atm, respectivamente.

Estructuralmente, el enlace S-O tiene una longitud de 1,43 Å y forma un ángulo O-S-O de $119^\circ \pm 2^\circ$, mientras que la longitud de enlace O-O es 2,46 Å.

Presenta un dipolo permanente de 2,184,163 Debye, por lo que la absorción por resonancia es predominante. Desde la Teoría del Enlace Molecular, el SO₂ se forma por dos enlaces dobles entre el azufre y el oxígeno (O = S = O), para lo cual es necesario que el átomo central (S) promueva a un estado excitado a uno de sus electrones del orbital 3p al 4s (configuración electrónica S16 = [Ne] 3s² 3p⁴ → [Ne] 3s² 3p_x¹ 3p_y¹ 3p_z¹ 4s¹). Por su parte, el oxígeno tiene un electrón desapareado en sendos orbitales 4p (configuración electrónica O8 = [He] 2s² 2p_x² 2p_y¹ 2p_z¹). El dióxido de azufre tiene tres modos de vibración principales (es una molécula no lineal con N = 3 átomos, así que tiene 3N-6 = 3 grados de libertad vibracionales).

Estos son: el estiramiento simétrico ν₁, el doblamiento ν₂ y el estiramiento antisimétrico ν₃. A pesar de que se han hecho muchos estudios sobre el SO₂, es aun difícil comprender todos sus niveles energéticos por su complicada estructura electrónica.

En suma, la molécula de SO₂ admite rotaciones, vibraciones, transiciones electrónicas (rompimiento de degeneración por campos electromagnéticos – efectos Zeeman y Stark-), transiciones nucleares y complejas interacciones entre estos procesos que definen bandas en las tres regiones del espectro.

Absorción del SO₂.

El espectro ultravioleta del SO₂ está dominado por dos extensas bandas de absorción: de 175 a 230 nm, que es la más fuerte, y de 250 a 320 nm (figura 26). Debido a que los estados electrónicos más energéticos que participan en estas transiciones son fuertemente perturbados.

Consecuentemente, la dependencia con la temperatura del espectro de absorción del SO₂, lo que es útil conocer, sobre todo, en espectroscopia de atmósferas planetarias, no puede ser resuelta analíticamente, mas si puede ser medida. Estas bandas corresponden a transiciones electrónico-vibracionales y sobretonos de vibración y rotación. En el rango infrarrojo, el SO₂ muestra bandas de rotación-vibración. Lo mismo que en la región submilimétrica (~ 0,3 mm), donde se aprecian transiciones roto-vibracionales (bandas P y R)

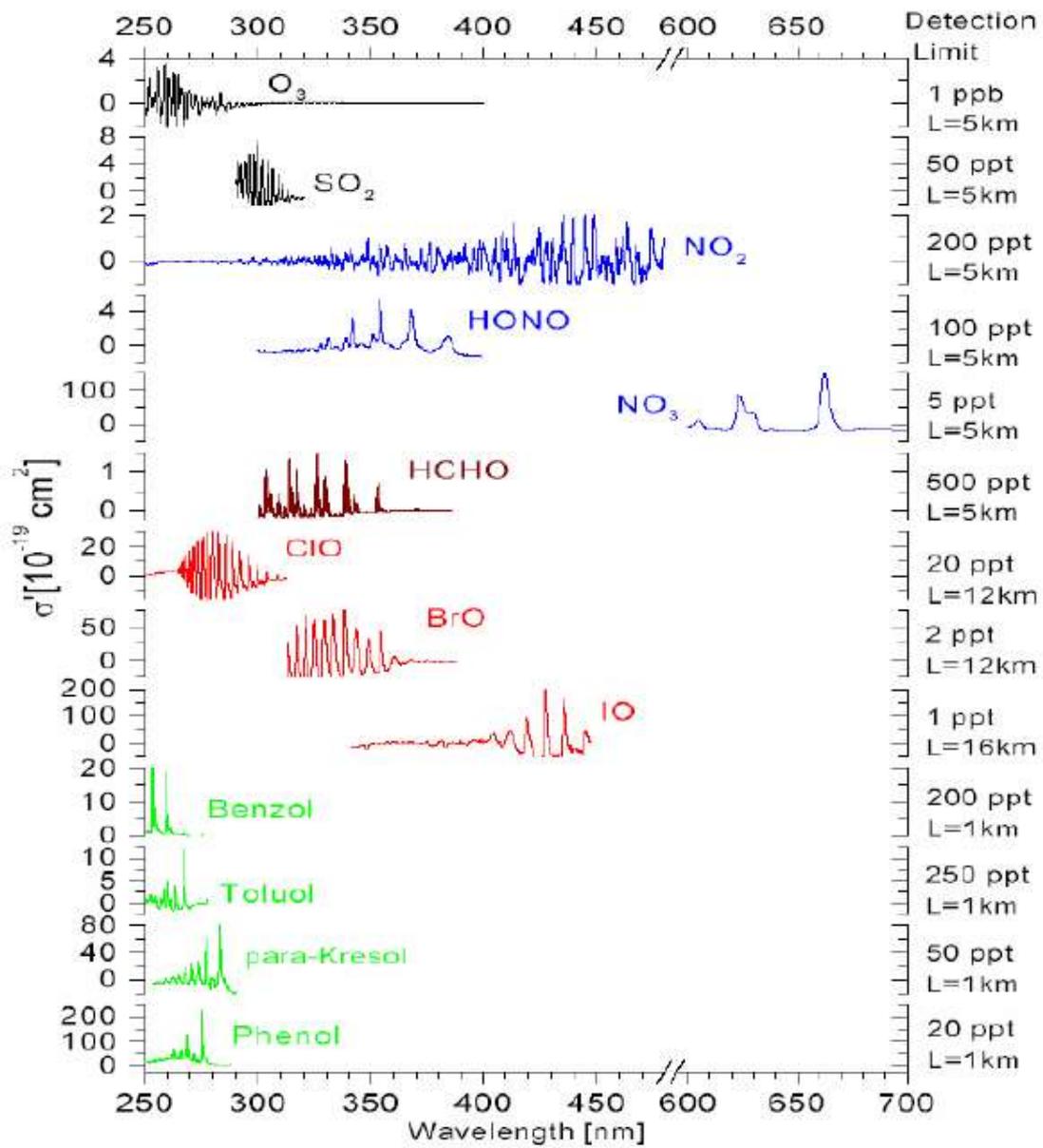


Figura 26. Bandas de absorción del SO_2 y otros gases.

GLOSARIO DE TÉRMINOS

Flujos Piroclásticos. Mezcla fluida y densa de rocas, ceniza y gases que bajan a velocidades mayores de 100 km/h, por las laderas de un volcán con altas temperaturas (mayores a los 600°C). Es el principal peligro en un radio de 15 a 20 km al sur del volcán. Históricamente presentes en las erupciones de 1818, 1869 y 1913.

Lluvia o caída de ceniza y pomez. Lluvias de material fragmentado en erupciones explosivas, controladas por la dirección y velocidad del viento, que cubren como un manto grandes extensiones de terreno. Históricamente han alcanzado de 30 a 50 km en dirección del viento, llegando a formar capas de 10 m de espesor en un radio de 7 km. Se incluye en categoría a la lluvia o caída de productos por trayectoria balística (fragmentos de roca de hasta 50 cm de diámetro) con alcances máximos de 5 km.

Flujos de Lodo o Lahares. Avenidas repentinas de lodo, rocas y agua que escurren por las cañadas del volcán con velocidades cercanas a 50 km/h. Tienen la consistencia del concreto mojado y son disparadas por lluvias torrenciales. Es el segundo depósito más abundante en un radio de 15 a 20 km. En erupciones aguas abajo puede provocar inundaciones y afectar grandes extensiones.

Flujos de lava en bloques. Flujos de lava densa que descienden lentamente por las laderas del volcán con velocidades menores a 100 m/día. En los últimos 40 años los alcances máximos han sido de 3.5 km, a partir de la cima, mientras que los flujos prehistóricos presentan alcances de hasta 8 km.

Avalancha de escombros volcánicos. Derrumbe parcial o total del volcán, cuyos depósitos de escombros cubrirían el valle norte de Colima con espesores mayores de 50 m. Es el escenario más catastrófico que puede ocurrir en el Volcán de Colima, habiéndose reconocido al menos 3 depósitos de este tipo, con una recurrencia de miles de años, fechándose la última con el método del C14 en 2, 500 años antes del presente.

Evento eruptivo. Descarga de fragmentos, en el aire o en el agua, de lava y gases a través del cráter de un volcán o de las paredes del edificio volcánico. Sus consecuencias más comunes son las lesiones directas a los habitantes y animales, daños a viviendas, alteraciones del medio ambiente, los desplazamientos de población, los deslizamientos de ceniza por las laderas de los volcanes, denominados "Lahar" y la acumulación de cenizas sobre los asentamientos.