

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA
ESCUELA DE INGENIERÍA ELÉCTRICA



**EXPLORACIÓN DE ALTERACIONES HIDROTERMALES Y
MONITOREO DE LA ACTIVIDAD TÉRMICA USANDO
IMÁGENES SATELITALES MULTIESPECTRALES, CASO DE
ESTUDIO VOLCAN DE SANTA ANA**

PRESENTADO POR:

HENRIQUEZ REYES DANIEL ALFREDO

PARA OPTAR AL TÍTULO DE:

INGENIERO ELECTRICISTA

CIUDAD UNIVERSITARIA, ABRIL DE 2024

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR

RECTOR:

MSC. JUAN ROSA QUINTANILLA

SECRETARIO GENERAL:

LIC. PEDRO ROSALÍO ESCOBAR CASTANEDA

FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA

DECANO:

ING. LUIS SALVADOR BARRERA MANCÍA

SECRETARIO:

ARQ. RAÚL ALEXANDER FABIÁN ORELLANA

ESCUELA DE INGENIERIA ELECTRICA

DIRECTOR INTERINO:

ING. WERNER DAVID MELÉNDEZ VALLE

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR
FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA
ESCUELA DE INGENIERÍA ELÉCTRICA

Trabajo de Graduación previo a la opción al Grado de:

INGENIERO ELECTRICISTA

Título :

**EXPLORACIÓN DE ALTERACIONES HIDROTERMALES Y
MONITOREO DE LA ACTIVIDAD TÉRMICA USANDO
IMÁGENES SATELITALES MULTIESPECTRALES, CASO DE
ESTUDIO VOLCAN DE SANTA ANA**

Presentado por:

HENRIQUEZ REYES, DANIEL ALFREDO

Trabajo de Graduación Aprobado por:

Docente Asesor:

DR. CARLOS OSMÍN POCASANGRE JIMÉNEZ

SAN SALVADOR, ABRIL DE 2024

Trabajo de Graduación Aprobado por:

Docente Asesor:

DR. CARLOS OSMÍN POCASANGRE JIMÉNEZ

NOTA Y DEFENSA FINAL

En esta fecha viernes 5 de abril de 2024, en la Sala de Lectura de la Escuela de Ingeniería Eléctrica, a las 4:30 p.m. horas, en presencia de las siguientes autoridades de la Escuela de Ingeniería Eléctrica de la Universidad de El Salvador:

1. Ing. Werner David Meléndez Valle
Director Interino


Firma


Firma



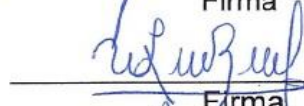
2. MSc. José Wilber Calderón Urrutia
Secretario

Y, con el Honorable Jurado de Evaluación integrado por las personas siguientes:

- DR. CARLOS OSMIN POCASANGRE JIMENEZ
(Docente Asesor)


Firma

- ING. WALTER LEOPOLDO ZELAYA CHICAS


Firma

- MSC. HUGO MIGUEL COLATO RODRIGUEZ


Firma

Se efectuó la defensa final reglamentaria del Trabajo de Graduación:

EXPLORACIÓN DE ALTERACIONES HIDROTERMALES Y MONITOREO DE ACTIVIDAD TÉRMICA USANDO IMÁGENES SATELITALES MULTIESPECTRALES, CASO DE ESTUDIO VOLCÁN DE SANTA ANA, EL SALVADOR

A cargo del Bachiller:

- HENRÍQUEZ REYES DANIEL ALFREDO

Habiendo obtenido en el presente Trabajo una nota promedio de la defensa final: 8.8

(Ocho punto Ocho)

AGRADECIMIENTOS

Como primer punto quiero agradecer a todas las personas que me ayudaran en desarrollar este trabajo de graduación, al Doctor Carlos Pocasangre, quien con sus conocimientos y constante apoyo sin el cual el desarrollo de este estudio no hubiera sido posible. A mi compañero durante toda la carrera Adonnis Rodríguez, por su apoyo y amistad especialmente en el desarrollo de este trabajo.

También quiero agradecer a mi familia, por apoyarme durante toda la carrera universitaria. En especial, quiero mencionar a mi hermana Diana quien siempre me apoyo y me ayudo; y a mi mamá Lorena quien hasta sus últimos días me brindo su amor y apoyo, Motivándome para continuar a pesar de las adversidades, hasta el cielo muchas gracias.

Muchas gracias a todos.

INDICE GENERAL

RESUMEN	1
Capítulo 1	3
1.1. Teledetección	3
1.1.1 Sensores activos	4
1.1.2 Sensores pasivos.....	5
1.2 Antecedentes del estudio.....	5
1.3. Imágenes Multiespectrales	6
1.3.1. Landsat 7 ETM+	7
1.3.2. ASTER.....	7
1.4. Planteamiento del problema	8
1.5. Riesgos volcánicos y ciencia en El Salvador.....	10
1.6. Objetivos	11
1.6.1. Objetivo General	11
1.6.2. Objetivos específicos.....	12
1.7. Estructura de la Disertación	12
Capítulo 2	14
2. Historia Eruptiva del volcán de Santa Ana.....	14
2.1. Entorno Geológico	14
2.2. Actividad histórica en el volcán de Santa Ana	18

2.3. La crisis eruptiva del 2005	20
Capítulo 3	28
3.1. Metodología	28
3.2. Cartografía de alteraciones usando las imágenes del Landsat 7 ETM+.....	30
3.2.1 Alteración hidrotermal	30
3.2.2. Preprocesamiento de las imágenes satelitales	32
3.2.3 Método de Compuesto de color.....	33
3.2.4. Método de relación de bandas	36
3.2.5. Método de análisis de componentes principales	39
3.2.6. Cartografía de óxidos de hierro e hidroxilos mediante la técnica de Crosta	43
Capítulo 4	45
4.1. Recuperación de la información de emisividad y temperatura de la superficie	45
4.1.1. Google Earth Engine (GEE).....	45
4.1.2. Datos Utilizados	47
4.1.3. Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI).....	48
4.1.4. Emisividad de la superficie	49
4.2 Recuperación del flujo de calor y de la tasa de descarga de calor (HDR)	54
4.2.1. Flujo de calor radiativo (RHF)	54
4.2.1. Cálculo de la pérdida total de calor radiativo (RHL)	55
4.2.2. Cálculo de la Perdida de calor total	55
Capítulo 5	57

5.1. Resultados	57
5.1.1. Resultados de los métodos cartografiado de las alteraciones hidrotermales utilizando imágenes del satélite Landsat 7 ETM+	57
5.1.2. Monitoreo de la Perdida de calor	68
5.2. Resumen de resultados obtenidos.....	77
5.3. Discusión	78
Capítulo 6	80
6.1. Conclusiones	80
Referencias	82

LISTA DE FIGURAS

Figura. 1. Elementos básicos de un sistema de teledetección (BYJUS, 2024)	4
Figura. 2. Ejemplos de sensores de teledetección, a) sensores pasivos, b) sensores activos (Ramadhi, 2021).	5
Figura. 3. Ubicación del volcán Ilamatepec, en el departamento de Santa Ana, El Salvador (USGS , 2024).....	14
Figura. 4. Mapa del complejo volcánico de Santa Ana. Características del complejo: CV = Cerro verde, SM = San Marcelino, CH = Chalchuapa, CJ = Conejal; las estaciones sísmicas: SBLS = San Blas, SJ = San José; la estación meteorológica: LA = Los Andes; Villas o cantones: CJ = Caserío Javillal, LN = Los Naranjos, PC = Palo Campana, PL = Plan de la laguna. Figura creada por el autor utilizando información de la NASA/JPL (imagen del Landsat 7) con el software QGIS.....	16
Figura. 5. Mapa litológico de la Zona Occidental de El Salvador (MARN, 2016).....	17
Figura. 6. Modelo esquemático que representa la evolución del sistema hidrotermal interno del volcán de Santa, empezando cuando el volcán presentó los primeros indicios de inestabilidad (junio 2004) hasta el inicio de la erupción (octubre 2005) (Laiolo, 2017).....	21
Figura. 7. Vista del lado oeste del cráter el 31 de agosto de 2005 mostrando una zona concéntrica incandescente y una fuerte desgasificación. La flecha blanca en ambas imágenes apunta al norte. (Flores, 2017).....	22
Figura. 8. Columna eruptiva capturada el 1 de octubre del 2005 (Flores, 2017)	23
Figura. 9. El cráter del Ilamatepec post-erupción, 28 de junio de 2007, mostrando un lago amarillo verdoso de desgasificación intensa que ha cambiado su posición al oeste (W. Rose M. R., 2008).	25
Figura. 10. evaporación del lago a) El lago se evaporó de toda su superficie y el volumen del lago disminuyó considerablemente. b) Se observaron fuertes pulsos periódicos de desgasificación procedentes de un punto situado en el extremo de la península de sedimentos. (Laiolo, 2017).	26

Figura. 11. Diagrama de flujo del procesamiento de imágenes satelitales en este estudio.....	29
Figura. 12. Representación del método de color compuesto utilizando una imagen multiespectral (Geospatial Lessons, 2024).....	34
Figura. 13. Herramienta de combinación de bandas de QGIS	36
Figura. 14. Ejemplo de la herramienta “Calculadora raster” del procesador QGIS.	38
Figura. 15. Geometría de análisis de componentes principales y bandas PCA (C. Rodarmel, 2002).....	41
Figura. 16. Herramienta de QGIS para calcular el PCA de las bandas de una imagen multiespectral.....	42
Figura. 17. Entorno de Desarrollo interactivo del Earth Engine (EarthEngine.com, 2024)	47
<i>Figura. 18. Flujograma del algoritmo Landsat_SMW_LST. El texto azul indica funciones codificadas en módulos. El texto gris indica bases de datos en GEE utilizadas en el algoritmo (Sofia L. Ermida, 2020).</i>	53
Figura. 19. Función de reclasificación del programa QGIS.	55
Figura. 20. Alteración hidrotermal en el cráter del volcán Ilamatepec identificado por medio del uso de la técnica de compuesto de color. En los paneles A la alteración es indicada por un color verde-rojizo y en los paneles B es indicada por un color azul-rojizo	58
Figura. 21. Mapa de Alteraciones hidrotermales utilizando la relación de Abram donde el panel A fue tomado el 13/01/2005, B es del 12/10/2005 y C del 16/01/2006.....	60
Figura. 22. Mapa de alteraciones hidrotermales utilizando la relación de Chica-Olma donde el panel A fue tomado el 13/01/2005, B es del 12/10/2005 y C del 16/01/2006	61
Figura. 23. Mapa de alteraciones hidrotermales utilizando la relación de Kaufmann donde el panel A fue tomado el 13/01/2005, B es del 12/10/2005 y C del 16/01/2006	62
Figura. 24. Mapeo de las alteraciones hidrotermales en el volcán Ilamatepec por medio del análisis de componentes principales PCA donde A muestra los minerales del Óxido de Hierro como	

pixeles brillantes, B muestra los minerales de hidroxilo como pixeles oscuros y C muestra las alteraciones como color púrpura y carmesí oscuro obtenidas por medio de las técnicas de Crosta. 67

Figura. 25. Mapeo del volcán Ilamatepec usando el NDVI, donde la imagen del panel A fue tomada el 13 de enero del 2005, B el 10 de octubre del 2005 y C el 16 de enero del 2006 69

Figura. 26. Valores de la emisividad en el área de estudio donde la imagen del panel A fue tomada el 13 de enero del 2005, B el 10 de octubre del 2005 y C el 16 de enero del 2006 70

Figura. 27. Temperatura superficial de la tierra (LST) en el volcán Ilamatepec en el periodo de estudio del 2005 a 2006. 72

Figura. 28. Flujo de calor radiativo (RHF) en el volcán Ilamatepec durante las fechas de estudio del 2005 al 2006..... 73

Figura. 29. Comparación de los valores máximos obtenidos de la temperatura superficial LST y el flujo de calor radiativo (RHF) en el cráter del Ilamatepec durante nuestro periodo de estudio de enero 2005 a enero 2006..... 74

Figura. 30. Áreas anómalas de flujo de calor radiativo (RHF) en la zona del cráter del volcán Ilamatepec durante el 2005 a 2006..... 75

Figura. 31. Pérdida de calor radiativo total (RHL) en el cráter del volcán Ilamatepec durante el periodo de estudio del 2005 a 2006..... 76

LISTA DE TABLAS

Tabla 1. Especificaciones de las imágenes Landsat 7 y ASTER usadas en este estudio (USGS , 2024).....	8
Tabla 2 Diferentes ejemplos de combinaciones de bandas para las imágenes multiespectrales del Landsat 7 (Geospatial Lessons, 2024).....	35
Tabla 3. Análisis de componentes principales de 7 bandas ETM+ de la zona del volcán Ilamatepec.....	63
Tabla 4. Análisis de componentes principales para la cartografía de hidroxilos del volcán Ilamatepec.....	64
Tabla 5. Análisis de componentes principales para la cartografía de óxidos de hierro del volcán Ilamatepec.....	65
Tabla 6. Tabla de valores de los diferentes rangos de RHF utilizados para calcular las áreas de cobertura del RHF en nuestra zona de estudio	75
Tabla 7. Resumen de los valores obtenidos de emisividad, LST, y pérdida de calor en la zona de estudio, el cráter del volcán Ilamatepec durante el periodo de enero del 2005 a enero del 2006. Los valores de temperatura de ambiente fueron registrados en la estación meteorológica Los Andes, la cual se encuentra a 4 km al norte del volcán de Santa Ana (W. Rose M. R., 2008).	77

RESUMEN

En el volcán de Santa Ana, conocido como Ilamatepec, el primero de octubre del 2005 ocurrió una gran erupción, donde se generó una explosión que expulso por los cielos cenizas y rocas a lo largo de 1.5 km. En este trabajo, aplicamos imágenes del satélite Landsat 7 para explorar la zona de alteración hidrotermal más activa del volcán Ilamatepec, así también se utilizaron estas imágenes en conjunto con la información de datos infrarrojos del sensor ASTER para explorar los cambios de pérdida de calor en el área térmicamente activa del cráter del Ilamatepec desde el 2005 hasta 2006. Se utilizaron técnicas de compuesto de color, relación de bandas, análisis de componentes principales y técnica de Crosta para mapear las alteraciones hidrotermales en la zona. Así también, se obtuvo el índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI) a través de análisis de bandas y por medio del uso de la herramienta Google Earth Engine y el algoritmo “Land Surface Temperature from Landsat” se recuperaron los valores de emisividad y temperatura de la superficie terrestre (LST), con los cuales y por medio del uso de la ecuación de Stefan–Boltzmann se derivó el flujo de calor radiativo (RHF) para el área de estudio. La pérdida total de calor radiativo (RHL) en megavatios se calculó sumando los valores de pixeles positivos de RHF (W/m^2) después de multiplicarlos por el área del píxel. Por medio de estos datos obtenidos, se mapeo la distribución espacial de las zonas mineralmente alteradas para el volcán Ilamatepec en el periodo de estudio. Se estimo que los valores máximos de LST fueron $35\text{ }^{\circ}C$, $37\text{ }^{\circ}C$ y $32\text{ }^{\circ}C$ para las fechas de enero 2005, octubre 2005 y enero 2006 respectivamente. Los valores máximos de RHF fueron de $125\text{ }W/m^2$, $137\text{ }W/m^2$ y $104\text{ }W/m^2$ para estas mismas fechas y valores de RHL de 4 MW, 30 MW y 14 MW respectivamente. La intensidad del malestar térmico en la zona de estudio incremento en el periodo debido a la

erupción, pero mostro una tendencia a disminuir para el último mes de observación. Este estudio ilustra como se pueden utilizar los datos ETM+ de Landsat 7 para la observación de la alteración hidrotermal y en conjunto con datos infrarrojos térmicos de ASTER para controlar la actividad térmica de manera eficaz de las zonas activas del volcán Ilamatepec.

Capítulo 1

1.1. Teledetección

La Teledetección o Detección remota (Remote Sensing – RS) se refiere al método de adquirir, analizar y procesar informar de una superficie u objeto sin estar en contacto físico directo, este método es más comúnmente utilizado en los campos de estudio como geografía, hidrología, ecología oceanografía, etc. Su aplicación más común en la actualidad es por medio de la tecnología de sensores de satelitales o a bordo de aeronaves, comprendiendo estudios de la superficie, atmosfera y océanos en base de señales propagadas (H. Guo, 2013). Los sistemas de teledetección requieren de tres elementos principales los cuales son: un sensor remoto capaz de capturar la información necesaria, un área de estudio observa por el sensor y una fuente de iluminación (comúnmente el sol, pero puede tener carácter sintético también). Cabe mencionar que existen elementos de significativa importancia en el método de teledetección como lo son la plataforma utilizada para el sensor, como por ejemplo las características del satélite utilizado para el transporte del sensor remoto, la órbita con la cual se refiere al camino seguido por el satélite o vehículo donde se encuentra instalado el sensor remoto la cual define la cobertura de este y el sistema de procesamiento el cual es definido por el dispositivo y es de suma importancia en el momento de analizar los datos obtenidos del sensor remoto (Fig. 1) (Lewis, 1998). En un sistema de teledetección los sensores se pueden clasificar en dos diferentes clases de acuerdo con su forma de obtención de datos: sensores pasivos y sensores activos.

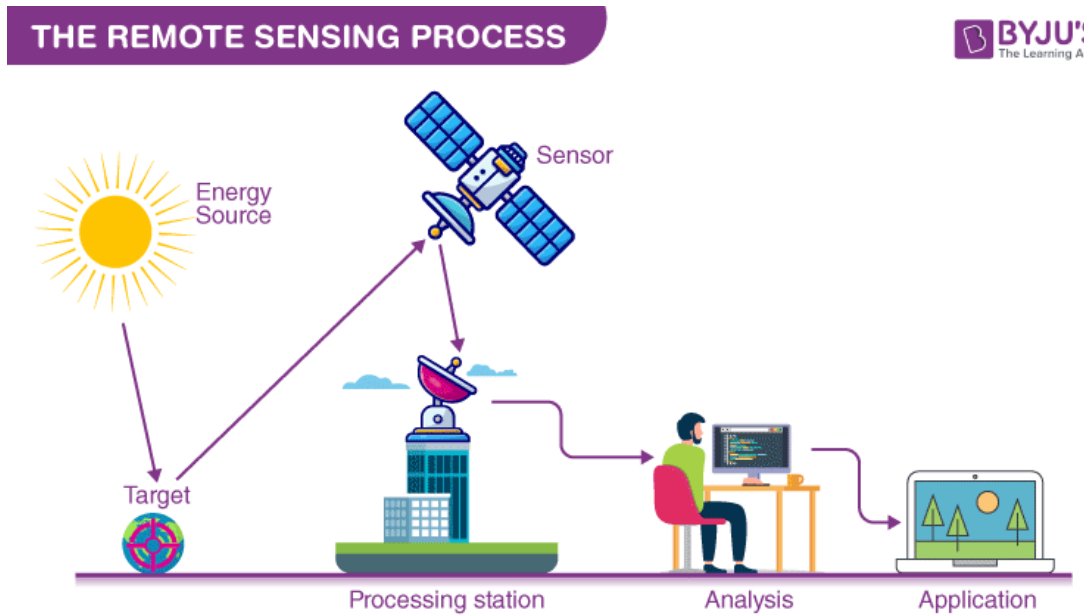


Figura. 1. Elementos básicos de un sistema de teledetección (BYJUS, 2024)

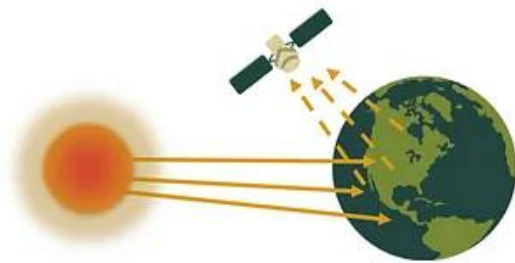
1.1.1 Sensores activos

Los sensores activos transmiten su propia señal y realizan mediciones de la energía que es reflejada, transmitida o dispersada del objeto de estudio (Fig 1-2 b). Un ejemplo común de este tipo de sensores son los radares sonares. Un transductor que es un sensor activo produce directamente corriente eléctrica o tensión en respuesta a un estímulo externo. Por lo que un sensor activo produce su propia energía electromagnética (EM), la transmite en la superficie que observa, y por último recolecta la energía que es reflejada por esta misma superficie restaurando una imagen del área de observación del sensor. La radiación electromagnética recibida puede ser utilizada para mediciones. Debido a sus características estos sensores recolectan información constantemente sin necesidad que esta sea requerida por los investigadores. Otros ejemplos de sensores activos comunes son los satélites de comunicaciones y de observación (unnatikauf, 2024).

1.1.2 Sensores pasivos

Los Sensores pasivos detectan la energía que es emitida o reflejada por la superficie o el objeto que está siendo observado (Fig 1-2 a). La luz solar reflejada es la fuente más común de radiación medida por sensores pasivos. Los sensores pasivos solo pueden ser utilizados cuando se dispone de energía que se produce de forma natural, estos sensores han sido utilizados ampliamente utilizados en el campo de teledetección algunos ejemplos de sensores pasivos incluyen: escáneres ópticos, cámaras, radiómetros, entre otros (unnatikausf, 2024).

Passive Sensors



Active Sensors

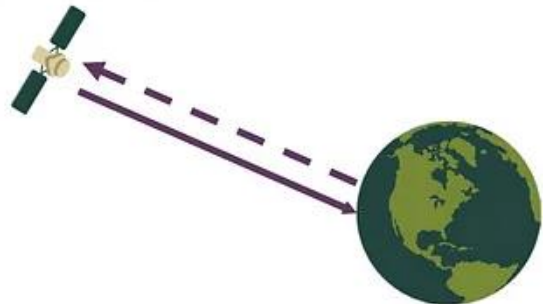


Figura. 2. Ejemplos de sensores de teledetección, a) sensores pasivos, b) sensores activos (Ramadhi, 2021).

1.2 Antecedentes del estudio

La medición de la distribución espacial de las temperaturas en la superficie, anomalías térmicas y los flujos de calor hidrotermal son importantes para comprender los procesos volcánicos, la actividad eruptiva, los recursos geotérmicos y evaluar los impactos de los eventos geotermales en y los alrededores de los volcanes activos (A. Lewis, 2015) La mayoría de los volcanes activos muestran un comportamiento anormal, caracterizado por una alta emisión de calor térmico o suelo húmedo/caliente en los alrededores de las fumarolas o cráteres. En estos casos, la teledetección de la actividad térmica puede proveer una forma más segura de monitorear

continuamente volcanes comparado al uso de un equipo de investigación presencial o aéreo (A. Harris, 1997). El uso de un equipo de investigación presencial o teledetección aerotransportada puede que sea más preciso, considerando que pueden utilizar datos provenientes de sensores infrarrojos de alta resolución para detectar la actividad termal; Sin embargo, este tipo de estudios son más caros, requieren de mucho trabajo presencial, y puede que sean particularmente difíciles de llevar a cabo en volcanes con alto número de actividad y/o en estado inestable. A diferencia, la teledetección por medio de información satelital ha sido usada de manera eficiente para una amplia variedad de estudios en zonas con actividad volcánica, incluyendo estudios de la alteración hidrotermal (B. Mia Y. F., 2012), actividad volcánica y geotermal (B. Mia Y. F., 2018), del flujo de lava (Head, 2013) y así también del flujo de calor radiativo (RHF) y de los índices de descarga de calor (HDR) (D. Rivas, 2021).

1.3. Imágenes Multiespectrales

En el ámbito de la teledetección el uso de imágenes espectrales o multiespectrales involucra la recopilación, procesamiento e interpretación de la energía electromagnética reflejada o emitida por los elementos de la superficie terrestre. La premisa fundamental es que los distintos materiales que conforman la superficie terrestre reflejan y emiten energía a distintas longitudes de onda y a consecuencia de esto pueden distinguirse y estudiarse (Barrett, 2024). Las imágenes espectrales pueden ser especialmente eficaces cuando el tipo de mineralización que se busca está asociado a características geológicas espectralmente distintas, como una exploración de los minerales o algún tipo de alteración. Como otros métodos de exploración, la exploración espectral por teledetección remota es asociada con ciertas limitaciones, fundamentalmente, solo puede detectar lo que es expuesto a la superficie y, consecuentemente, cualquier elemento que oscurezca las características de nuestra zona de interés (como puede ser, las nubes, vegetación,

hielo, urbanización, etc.) lo que puede disminuir sus resultados. Las imágenes multispectrales obtenidas desde el espacio, como las obtenidas del sensor satelital ASTER (Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer), y el sensor infrarrojo del Landsat 7 (ETM+), tienen capacidad de resolución entre los 30 y 100 m para su información infrarroja, la cual puede ser usada para estimar anomalías térmicas, temperatura superficial de la superficie (LSTs) o pérdida de calor radiativa (RHL) en la superficie de volcanes activos.

1.3.1. Landsat 7 ETM+

El satélite Landsat 7, propiedad de la NASA, fue lanzado el 15 de abril de 1999 y cuenta con el sensor de cartografía temática mejora plus por sus siglas en inglés ETM+, el cual cuenta con una banda pancromática con 15 metros de resolución y dos rangos de “ganancia” de 8-bits, así también una banda térmica de 60 metros de resolución, en su totalidad el sensor cubre las bandas electromagnéticas del espectro visible, infrarrojo cercano (NIR), banda corta e infrarrojo térmico (TIR) (USGS, 2024). Cabe mencionar que las imágenes del satélite Landsat 7 poseen un común error debido al fallo en el corrector de línea de barrido (SLC) el cual fallo el 31 de mayo del 2003 haciendo que el patrón de barridos muestre huecos en forma de cuna entre barrido y barrido, El ETM+ ha continuado adquiriendo datos con el SLC apagado, lo que da lugar a que en las imágenes tomadas falte aproximadamente el 22% del área normal (Taylor, 2016).

1.3.2. ASTER

El sensor ASTER, desarrollado como un proyecto conjunto de observación de la tierra entre la NASA y el Ministerio de comercio economía e industria de Japón (METI) fue lanzado en la nave espacial Terra de la NASA el 18 de diciembre del 1999, con el objetivo de contribuir a dilucidar los fenómenos mundiales relacionados con el medio ambiente y a explorar los recursos naturales. La información obtenida del sensor ASTER ha sido distribuida desde diciembre 2000

a través del Centro de análisis de datos de teledetección de la tierra (ERSDAC) (Center, 2003). tiene una resolución espacial de 15 metros (3 bandas de información en el espectro visible infrarrojo cercano), 30 metros (seis bandas de información de infrarrojo de banda corta), y 90 metros (5 bandas de información de infrarrojo térmico) (Abrams, 2015). Ambos sensores, Tanto el Landsat 7 como el ASTER son sensibles a las anomalías térmicas de carácter volcánico, alteraciones hidrotermales y así también a actividades relacionadas con la erupción de dichos volcanes (S. Kato, 2018).

Tabla 1. Especificaciones de las imágenes Landsat 7 y ASTER usadas en este estudio (USGS , 2024)

Landsat 7 ETM+				Aster			
Banda	Nombre de banda	Ancho de banda (µm)	Resolución (m)	Banda	Nombre de banda	Ancho de banda (µm)	Resolución (m)
1	Azul	0.45 - 0.52	30	1	Verde/Amarillo visible	0.520-0.600	15
2	Verde	0.52 - 0.60	30	2	Rojo visible	0.630-0.690	15
3	Rojo	0.63 - 0.69	30	3	Infrarrojo cercano	0.760-0.860	15
4	Infrarrojo cercano	0.77 - 0.90	30	4	Infrarrojo de onda corta	1.600-1.700	30
5	Infrarrojo de onda corta	1.55 - 1.75	30	5			
6	Térmica	10.40 - 12.50	60	6			
7	Infrarrojo medio	2.08 - 2.35	30	7			
8	pancromática	0.52 - 0.90	15	8			
				10	Infrarrojo térmico	8.125-8.475	90

1.4. Planteamiento del problema

Nuestra área de estudio es el volcán Ilamatepec ubicado en la parte sur del municipio de Santa Ana, El Salvador, clasificado como un estratovolcán, con 2,381 metros de altitud, que se levanta inmediatamente al oeste de la Caldera Coatepeque es el volcán más alto del país (SNET, 2024), Pertenece al complejo volcánico más activo del país y forma parte de la cadena volcánica

reciente junto a los volcanes de Coatepeque, San Marcelino, La Olla, Cerro Verde e Izalco, la cual tiene un largo historial eruptivo (Martinez, 2007). El primero de octubre del 2005 durante la mañana el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) reporto una repentina erupción en el volcán de Santa Ana, denominada como erupción freática debido a que no se observó un componente magmático entre sus productos eruptivos en las observaciones de la época. Dicha erupción produjo un penacho de ceniza y gas con una altura de 10 km sobre el volcán. De acuerdo con el Centro de asesoramiento sobre cenizas volcánicas de Washington (VAAC), La ceniza era visible en imágenes satelitales a una altura de 14 km, dicha ceniza cayo en los pueblos al este del volcán, incluyendo Naranjos, Nahuizalco, Juayúa, Ahuachapán, y la Hachadura. Bloques volcánicos de hasta un metro de diámetro cayeron al sur del cráter del volcán, recorriendo distancias de hasta 2 km. Depósitos de lahar fueron observados al sur este del volcán. El nivel de alerta con un radio de 4 km en los alrededores del volcán fue elevado a estatus rojo, el más alto. De acuerdo con los reportes y noticas de la época, dos personas fallecieron por causa de derrumbes en la ciudad de Palo Campana, y miles de residentes en las zonas cerca del volcán fueron evacuadas. Mas de 1,400 hectáreas de cultivos fueron dañadas por las cenizas (Global Volcanism Program, 2024). Antes de la erupción no se observaron cambios significativos en la sismicidad. El 3 de octubre, después de la erupción, la sismicidad en la zona fluctuó y ocasionalmente se produjeron pequeñas explosiones; terremotos asociados a las explosiones fueron registrados. Así también, se observó una disminución de la cantidad de dióxido de azufre emitido por el volcán (SNET, 2024). A pesar del daño y la perdida de vida causada por la erupción del volcán de Santa Ana en el 2005, no se cuenta con un amplio numero de estudios de la época, se publicaron dos estudios centrados en la actividad precursora que precedió a este evento. (R. Olmos, 2007) presentaron datos de desgasificación del SO₂ antes y

durante la erupción, y discutieron la correlación con la sismicidad RSAM, y los estudios realizados por (P.A. Hernandez, 2007) y (W. Rose M. R., 2008) presentaron temperaturas del lago del cráter antes y durante el periodo de inestabilidad del Ilamatepec, Y los estudios de (T. Scolamacchia, 2009) y (Laiolo, 2017) publicaron estudios de la actividad térmica en la zona durante el periodo de inestabilidad volcánica.

1.5. Riesgos volcánicos y ciencia en El Salvador

El Salvador es un país propenso a diversos riesgos geológicos y meteorológicos, el riesgo volcánico es uno de los fenómenos con más alto potencial destructivo. Aunque los fenómenos volcánicos a gran escala ocurren con poca frecuencia, cuando ocurren pueden ser devastadores. El riesgo volcánico en países como El Salvador es elevado debido a la alta densidad de la población y razones económicas. El Salvador es el país más pequeño de Centroamérica, con un área de 21.040 km², tiene una población de 6.3 millones (2021) (El Salvador - Piramide de población, 2024). Y tiene la densidad de población más alta en Centro América (W. Rose J. B., 2004). La agricultura y la industria son las principales fuentes de ingresos, y los fértiles suelos volcánicos atraen a los cultivadores de café, maíz y caña de azúcar a las faldas de los volcanes. El 70% de la población vive a menos de 20 km de volcanes potencialmente activos, como lo son los volcanes de San Salvador, San Miguel y Santa Ana. Además, la población más pobre del país a menudo se ve obligada a vivir a lo largo de las quebradas o faldas del volcán, donde se ven mas expuestos a riesgos debido a eventos volcánicos como explosiones volcánicas o desbordes. La pobreza, el crimen organizado y la guerra civil, impidieron que se llevaran a cabo investigaciones científicas sobre las amenazas naturales durante los años 70 y principios de los 90, Esto empezó a cambiar en el comienzo del siglo donde se empezó a priorizar la necesidad de investigación técnica y la educación sobre geo amenazas después del huracán Mitch que ocurrió

en noviembre del 1998 y los terremotos del 2001, El gobierno creó el Servicio Nacional de Estudios Territoriales (SNET) con los objetivos de prevenir las catástrofes y reducir los riesgos mediante la investigación técnica, planeación del uso de la tierra y la difusión de información al público. Un obstáculo importante en el desarrollo de este organismo ha sido la falta de universitarios con estudios en geociencias y, en consecuencia, la falta de geocientíficos salvadoreños capacitados, considerando: el número de volcanes activos en el país y las exigencias de la vigilancia de estos volcanes los cuales requieren dedicar un tiempo considerable en su investigación y monitoreo. La investigación científica relacionada con las amenazas naturales es especialmente necesaria en el volcán Ilamatepec porque: 1) Santa Ana es el volcán más activo de El Salvador, 2) El volcán de Santa Ana tiene una densidad alta de habitantes en sus alrededores, con más de un millón de habitantes en un radio de 25 km del volcán, equivaliendo a un 17% de la población total del país, incluyendo las ciudades de Santa Ana y Sonsonate (Pullinger, 1998).

1.6. Objetivos

1.6.1. Objetivo General

Elaborar un mapa temático de la alteración hidrotermal y la pérdida de calor de la superficie terrestre de nuestra zona de estudio volcán Ilamatepec localizado en Santa Ana y sus alrededores, mediante el uso de imágenes satelitales para demostrar la capacidad de las herramientas remotas en el monitoreo de las áreas termalmente activas.

1.6.2. Objetivos específicos

- Ilustrar como la información del Landsat ETM+ puede ser utilizada para el monitoreo de las alteraciones hidrotermales en nuestra región de estudio.
- Determinar La viabilidad del uso de los satélites Landsat y Aster en base a su disponibilidad de información del país y así mismo la calidad de estas.
- Comparar los valores del LST Y RHF durante las fechas antes y después de la erupción del volcán Ilimatepec que sucedió en la fecha 01/10/2005.

1.7. Estructura de la Disertación

En este estudio, exploramos y monitoreamos el estado térmico y la actividad del volcán Ilimatepec utilizando imágenes satelitales con características de teledetección comenzando en enero 2005, durante el mes que ocurrió su erupción en octubre del 2005 y concluyendo el siguiente año en enero 2006, dividiendo la disertación en 6 capítulos:

Capítulo 1: En este capítulo se describen los conceptos generales de la teledetección, se describen los antecedentes de estudio que fueron utilizados como referencia, se realizó un planteamiento del problema de la disertación, se plantean los objetivos de la investigación y se da una descripción de la estructura de la tesis.

Capítulo 2: En este capítulo se resume el historial eruptivo del volcán de Santa Ana. Se describirá brevemente el entorno geológico de la zona. Se proporciona un relato detallado de los acontecimientos previos, durante y después de la erupción de octubre de 2005, incluyendo observaciones visuales del SNET y de estudios de la época.

Capítulo 3: En este capítulo se describirán la metodología utilizada para la cartografía de las alteraciones hidrotermales en la zona, los cuales incluyen los métodos de: Compuesto de color, relación de bandas, análisis de componentes principales y técnicas Crosta.

Capítulo 4: Este capítulo describirá y explicara detalladamente el método elegido en este estudio, para el monitoreo de la actividad térmica en la zona las cuales incluyen la superficie de la superficie (LST), Flujo de calor radiativo (RHF) y la perdida de calor radiativo (RHL).

Capítulo 5: Este capítulo presenta los resultados de los métodos de alteraciones hidrotermales y el monitoreo de la actividad térmica. Así también se provee un análisis de los resultados obtenidos y se realizan comparaciones de estos.

Capítulo 6: En este capítulo se presentan las conclusiones obtenidas en este estudio.

Capítulo 2

2. Historia Eruptiva del volcán de Santa Ana

2.1. Entorno Geológico

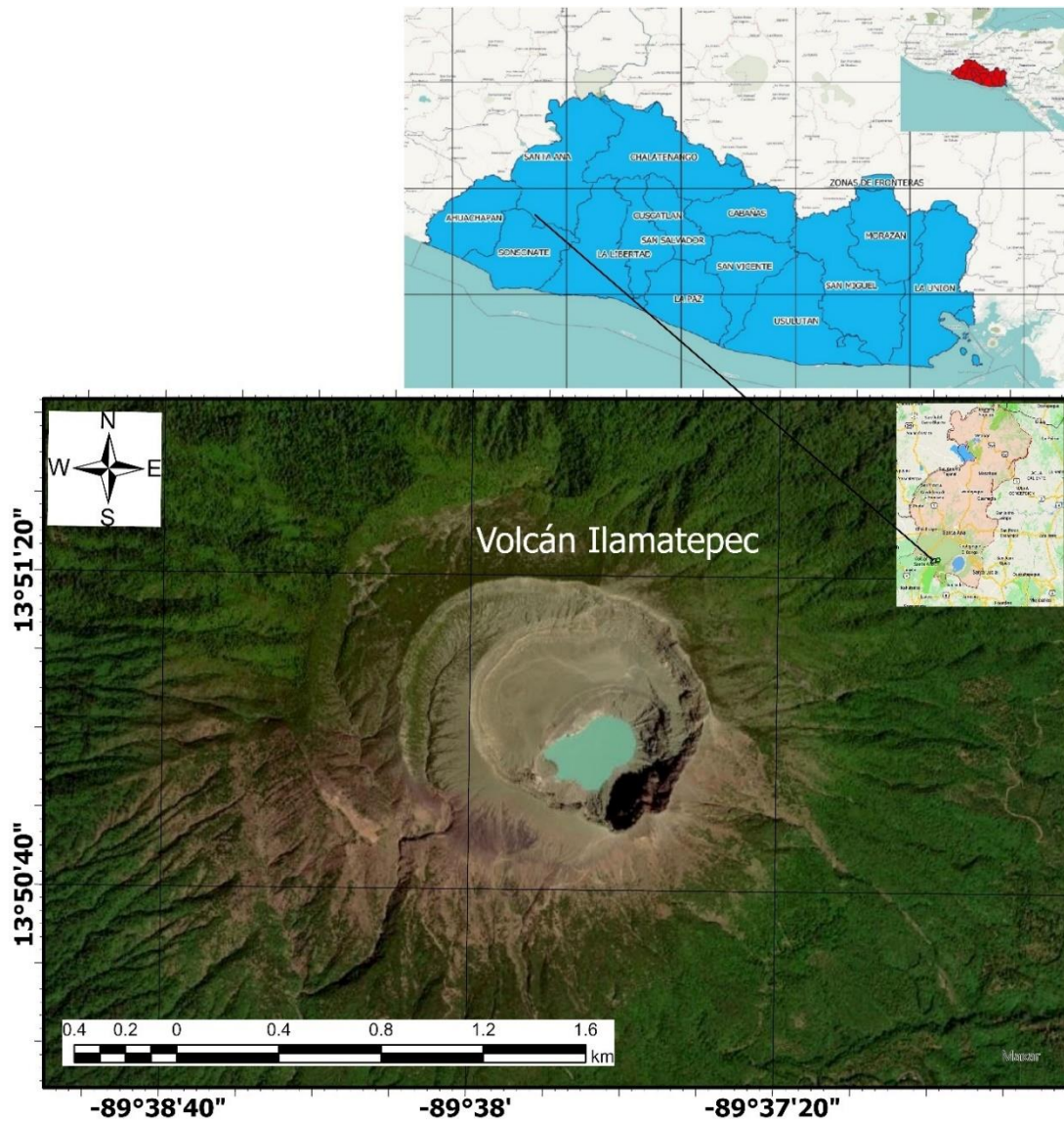


Figura. 3. Ubicación del volcán Ilamatepec, en el departamento de Santa Ana, El Salvador (USGS, 2024)

El volcán Ilamatepec está ubicado en el occidente del país a 15 km al sureste de la ciudad de Santa Ana (Fig. 3), forma parte de la cordillera Apaneca-Lamatepec, la biodiversidad de la zona es de gran importancia y es parte del área natural protegida del país (Martinez, 2007). Es el volcán más alto de El Salvador. Clasificado como un estratovolcán andesítico-basáltico, con 2,381 m de altura, que se levanta inmediatamente al oeste de la caldera Coatepeque. La amplia cumbre del volcán es cortada por varios cráteres crecientes con una profundidad de 300 mts y una serie de respiraderos y de conos parásitos, los cuales se han formado a lo largo de una grieta con 20 km de largo, que se extiende cerca de la ciudad de Chalchuapa, al norte-noroeste del volcán san Marcelino, del cerro Olla y de unos conos de ceniza del flanco sureste. En el fondo de su cráter se puede observar una laguna verde de aguas sulfurosas, que permanentemente emanan gases (Atlas, 2024). Los principales respiraderos eruptivos del complejo volcánico de Santa Ana son los estratovolcanes de Santa Ana e Izalco y la caldera de colapso de Coatepeque (Fig. 4). Como la mayoría de los otros volcanes en El Salvador, el respiradero central de Santa Ana está localizado en la intersección de dos características estructurales mayores: un sistema de fallas E-O, que delinea el límite sur del “Graben central”, y un sistema de fallas regionales NO-SE (W. Rose M. R., 2008). El complejo de Santa Ana tiene menos de 200 ka (Pullinger, 1998) y tiene un subsuelo de formación de balsamo y formación de cuaternario de San Salvador (L. Siebert, 2004).

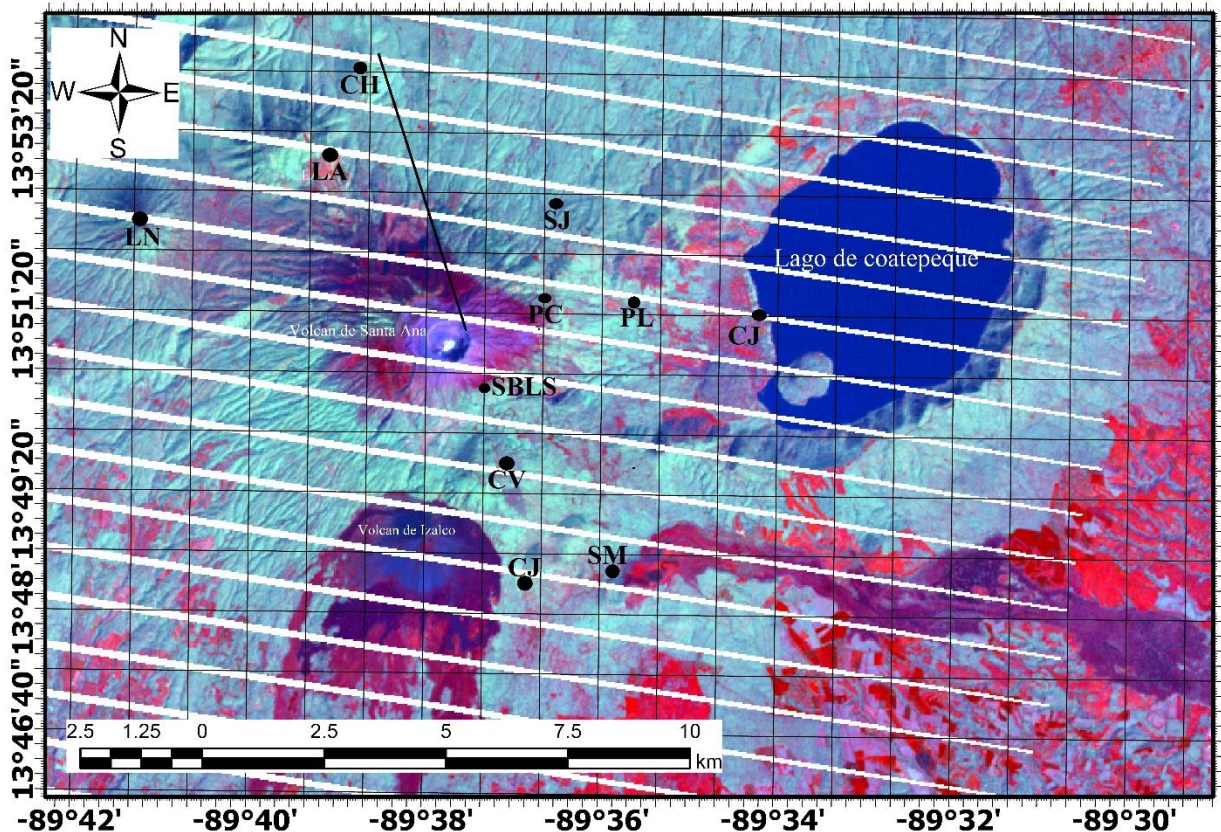


Figura. 4. Mapa del complejo volcánico de Santa Ana. Características del complejo: CV = Cerro verde, SM = San Marcelino, CH = Chalchuapa, CJ = Conejal; las estaciones sísmicas: SBLs = San Blas, SJ = San José; la estación meteorológica: LA = Los Andes; Villas o cantones: CJ = Caserío Javillal, LN = Los Naranjos, PC = Palo Campana, PL = Plan de la laguna. Figura creada por el autor utilizando información de la NASA/JPL (imagen del Landsat 7) con el software QGIS.

Sobre sus laderas se cultiva, café, jocotes corona, Izote y otros cultivos de menor explotación. En la actualidad también se ofrecen diferentes actividades al aire libre con fin ecoturístico. La región Apaneca-Lamatepec es una zona de investigación de todo tipo, tanto investigadores nacionales como internacionales visitan periódicamente dicha zona en busca de

nuevos registros y constatación del estado ambiental de la misma (Faggioli, 2013). El SNET ha continuado estudiando la zona del volcán y sus alrededores, reportes con fecha de enero del 2006, 3 meses después de la erupción del 2005, indican que todavía existían grandes cantidades de cenizas en un estado semi suelto y bloques rocosos en las cercanías del cráter. Además, una gran extensión de la cobertura vegetal en la ladera oriente del volcán se encontraba quemada, debido a la alta temperatura a que fueron expuestos los árboles y maleza de ese sector durante la erupción (Menjivar, 2018).

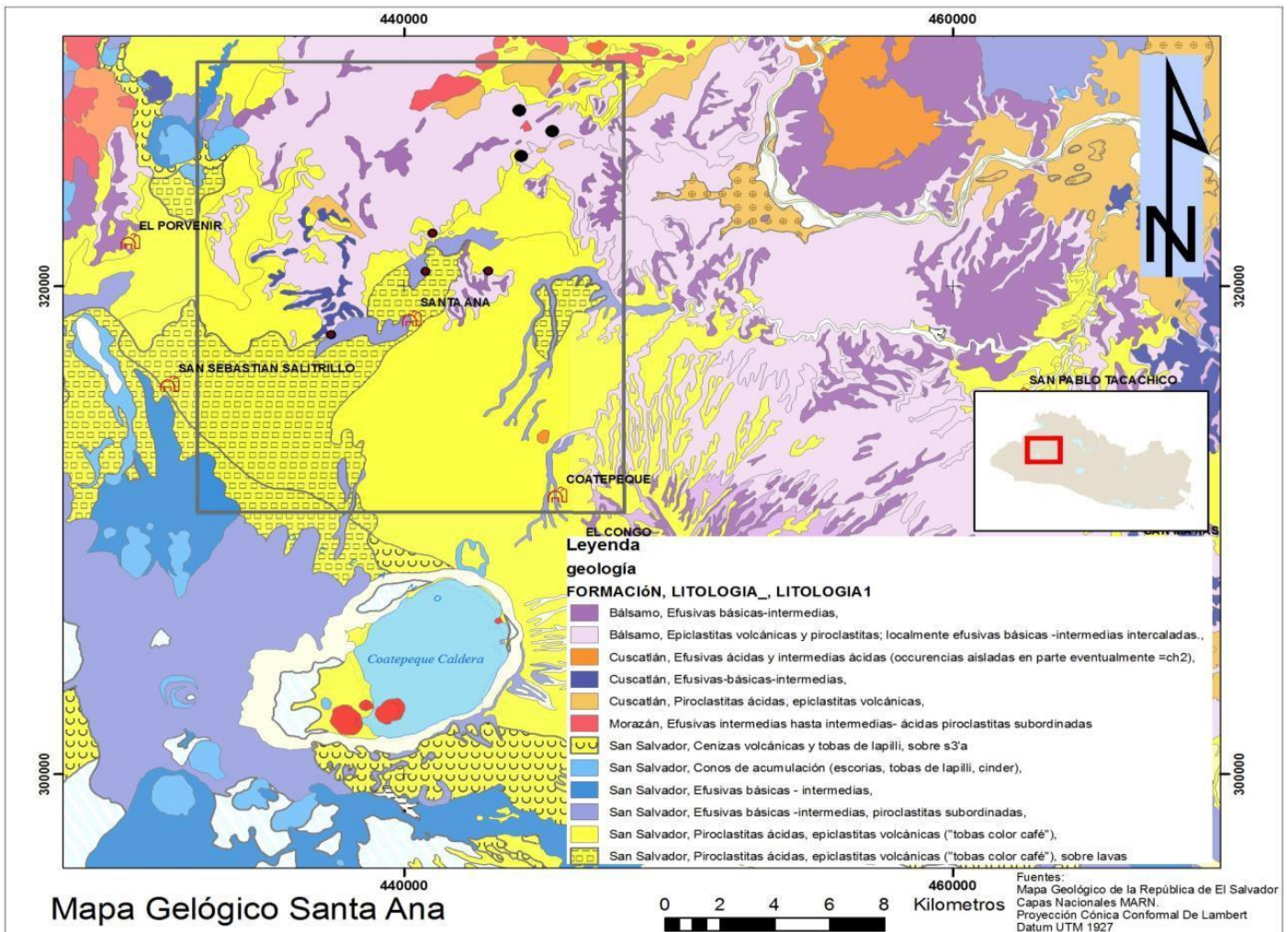


Figura. 5. Mapa litológico de la Zona Occidental de El Salvador (MARN, 2016)

Las características geológicas de la zona presentan rocas volcánicas relacionadas con las formaciones Morazán (Oligoceno Superior, Bálsamo (del Mioceno Medio al Plioceno) y Cuscatlán (Plioceno Superior a Pleistoceno Medio) hacia el norte y noreste, mientras que depósitos volcánicos de la Formación San Salvador, relacionados con el macizo volcánico de Santa Ana, cubren el sector centro y sur (Figura. 5).

2.2. Actividad histórica en el volcán de Santa Ana

El enorme estratovolcán de Santa Ana es el centro de la actual actividad eruptiva del complejo. La cima plana del volcán está marcada por cuatro cráteres semicirculares anidados (Fig. 3). El respiradero actualmente activo es el cráter central de paredes escarpadas con 100 metros de profundidad. Dentro del cráter se encuentra un pequeño lago ácido, con 200 metros de diámetro y fumarolas adyacentes de alta temperatura en la pared occidental del cráter. El 1904 ocurrió una erupción freatomagmática que depositó piroclastos a lo largo del borde del cráter y hasta 5 km al oeste del cráter en el transcurso de dos semanas, dejando tras de sí un cráter de 0.5 km de diámetro (Smithsonian Eruptive History, n.d.). La erupción del 1904 del volcán de Santa Ana ocurrió simultáneamente con la actividad del volcán de Izalco, probablemente provocada por un terremoto (Meyer-Abich, 1956). Tras la erupción del 1904, apareció un lago volcánico en el cráter que ha existido desde entonces. Un estudio batimétrico realizado en 2000-2002 confirmó la existencia de un lago con forma de tazón y con una profundidad máxima de 27 metros y un volumen de $4,7 \times 10^5 \text{ m}^3$ (se puede observar en la figura 3 con un color celeste) y se han observado varias fuentes termales a lo largo de la costa ($T \sim 80^\circ\text{C}$) (A. Bernard, 2004). En las últimas décadas (desde 1978) se ha observado una intensa desgasificación fumarólica en el cráter a lo largo de la pared occidental del cráter (R. Stoiber, 1981). Durante los años del 2000 al 2005 se observó frecuentemente una pluma de gas impulsada por los vientos alisios del NE

alrededor de la cumbre, la vegetación y las plantaciones de cafetales se han visto afectadas por lluvia acida, especialmente en los flancos sur y suroeste del volcán.

La actividad histórica en el volcán Ilamatepec durante los últimos 500 años se puede caracterizar por erupciones freatomagmáticas o freáticas que ocurren en la chimenea central, lo que sugiere la presencia de un sistema hidrotermal a poca profundidad por debajo de la chimenea (Pullinger, 1998). La presencia de anomalías negativas de Bouguer y elementos incompatibles de geoquímica (M. Carr, 1981) apoyan la presencia de una cámara magmática a poca profundidad (3-7km) (M. Carr, 1981). La persistencia de desgasificación pasiva de las fumarolas situadas en el cráter y la presencia de un lago ácido implican que los cuerpos magmáticos jóvenes, que se encuentran a un nivel de profundidad baja, residen dentro o debajo de la base del cono volcánico (K. Wohletz, 1992). Las erupciones del último siglo han sido de magnitud pequeña a moderado (hasta IEV 3), Pero los piroclastos freatomagmáticas que se observan en la pared del cráter sugieren que erupciones de mayor magnitud ocurrieron en un periodo relativamente reciente, los registros históricos documentan al menos 12 erupciones explosivas desde el 1520, produciendo una tasa de erupción media de 1-2 erupciones cada 100 años (Global Volcanism Program, 2024).

En los últimos 100 años se ha registrado periódicamente la actividad volcánica en el lago y las fumarolas. Los reportes de actividad se han visto limitados a la actividad hidrotermal o freática desde la erupción del 1904. En los 1920, se observó ebullición y evaporación en el lago (Meyer-Abich, 1956). Durante los meses de julio-agosto en el 1992, se observó un aumento en la actividad fumarólica y un incremento considerable de sulfato y cloruro disuelto en el lago (SNET, 2024). Desde el mes de mayo del 2000 hasta febrero del 2002, se observó un aumento en la actividad de las fumarolas, las fuentes termales y el lago sin un incremento perceptible de la actividad sísmica, en la época se interpretó este incremento como debido al aumento de la

ventilación del sistema hidrotermal (A. Bernard, 2004); La incandescencia en esta época fue seguida por un aumento en la desgasificación de SO₂, también se observaron esférulas de azufre en el lago. Así también se produjo un descenso de 6 metros de nivel del lago, estos episodios de actividad fumarólica y con un decremento del nivel del lago sin ningún tipo de lava erupcionada fue interpretada como fugas o grietas de una capa mineral autigénico impermeable en el sistema hidrotermal (W. Rose M. R., 2008).

2.3. La crisis eruptiva del 2005

2.3.1. Actividad precursora, desde junio 2004 a agosto de 2005

A partir del 8 de junio del 2004, el volcán Ilamatepec empezó a mostrar signos de inestabilidad. La intensa desgasificación produjo penachos de gas que se elevaron hasta 2000 m y estuvieron acompañados por un fuerte olor a azufre (Figura. 6). Mientras se encontraban en el cráter, los científicos del SNET reportaron fuertes ruidos debido a la desgasificación los cuales fueron comparados con los de un motor de avión (SNET, 2005). El lago paso de verde a amarillo café y su nivel de agua subió 1 m. estos síntomas previamente descritos se observaron durante el resto del 2004 y el 2005 hasta el día de la erupción el 1 de octubre de 2005. Los penachos de gas alcanzaron periódicamente alturas cada vez mas elevadas de asta 500-600 m por encima de la cumbre, así también se produjo desgasificación episódicamente a lo largo del periodo pre-eruptivo, con pulsos de duración variable. Y se observaron periodos de desgasificación acompañados por balsas flotantes de azufre en el lago del cráter durante los meses de diciembre del 2004 y abril de 2005 (Laiolo, 2017).

En la noche del 15 de junio del 2005, se produjo una ligera erupción freática en el cráter. La explosión fue registrada por la actividad sísmica producida a las 11:56 pm hora local y el día siguiente se observó una intensa emisión de gases (SNET, 2005). La explosión provocó un derrumbe de rocas de un tamaño moderado en la pared occidental del cráter. Dicho derrumbe estaba compuesto por ceniza y talud alterado con origen en el campo de fumarolas. Una fina capa de ceniza se depositó en el flanco norte del cráter (SNET, 2005). A partir del 23 de agosto, justo un mes antes de la erupción del 1 de octubre de 2005, se observó incandescencia en el campo fumarólico (Figura. 7). La producción de calor radiante del campo fumarólico alcanzó un valor máximo en el periodo de observación (T. Scolamacchia, 2009). Se observaron grietas concéntricas e incandescentes desde el borde del cráter. Esta incandescencia permanecería constante en el campo fumarólico hasta la erupción. El 27 de septiembre de 2005 el lago había cambiado del color verde a color marrón chocolate, pero el nivel de agua no cambió significativamente (SNET, 2005).

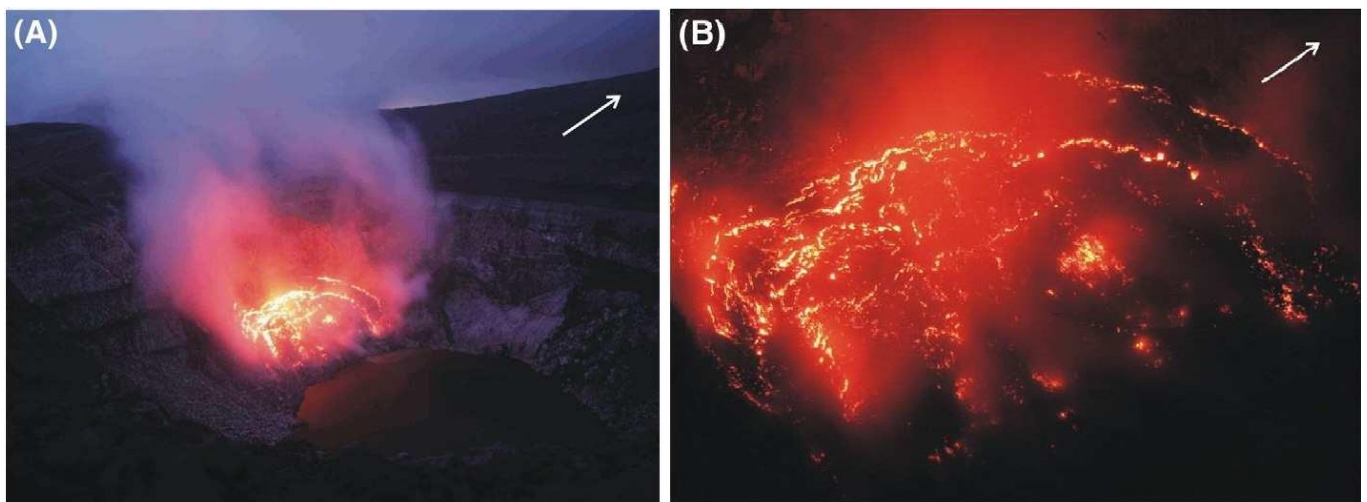


Figura. 7. Vista del lado oeste del cráter el 31 de agosto de 2005 mostrando una zona concéntrica incandescente y una fuerte desgaseificación. La flecha blanca en ambas imágenes apunta al norte. (Flores, 2017)

2.3.2. Erupción freática, 1 de octubre de 2005

El volcán de Santa Ana despertó tras 100 años de reposo con una erupción freática de intensidad moderada (VEI 3) en la mañana del 1 de octubre del 2005 a las 8:20 am (Figura. 8). A pesar de que el volcán había exhibido comportamientos anómalos durante los pasados 16 meses, la erupción tomo por sorpresa a los vulcanólogos del SNET, ya que no ocurrió ningún tipo de evento precursor en los días anteriores a la erupción. La erupción freática procedió en dos etapas, aunque el mecanismo eruptivo exacto sigue sin estar claro. Primero, una explosión lateral inicial expulso el lago del cráter, rompiendo el borde del cráter hacia el este; Las aguas acidas del lago formaron una corriente de lodo hirviente y caliente que fluyo por 3 km hacia abajo al flanco este (SNET, 2005).



Figura. 8. Columna eruptive capturada el 1 de octubre del 2005 (Flores, 2017)

Tras la explosión lateral inicial, se generó un penacho de gas y ceniza a gran altura sobre el volcán (Figura. 8). El VAAC de Washington informo de que la ceniza era visible en las imágenes satelitales MODIS con una altitud de hasta 14 km. El SNET estimo visualmente que el penacho se elevaba hasta 10 km por encima del volcán (Global Volcanism Program, 2024). La pluma de erupción tuvo una duración relativamente corta, de aproximadamente 1 hora, lanzo rocas y ceniza de hasta 5 metros de espesor en el borde del cráter y esparció ceniza hasta 40 km al oeste del volcán. Se reporto ceniza con un espesor de 3-5 cm en Los Naranjos, que se encuentra a 5 km al NO de la cumbre (R. Olmos, 2007). El SNET estimo un volumen total de $1.5 * 10^4 m^3$ de ceniza, que daño 1.400 hectáreas de cultivo (SNET, 2024).

Aproximadamente 5,000 personas en un radio de 5 km alrededor del volcán fueron evacuadas, incluyendo San Blas (~ 1 km al SE de la cumbre) y las comunidades ubicadas en los alrededores del lago de Coatepeque. Las comunidades ubicadas en el flanco oriental del volcán se vieron gravemente afectadas en particular. Las fuertes lluvias provocadas por el huracán Stan en los días posteriores a la erupción (2-10 de octubre de 2005) movilizaron nuevamente la ceniza expulsada por el volcán, provocando una segunda ola de flujos de lahar por las laderas del volcán, en dirección a Coatepeque. El Plan de la Laguna fue inundado con depósitos de lodo y rocas de mas de 2 metros de espesor, dañando casas y el puente del caserío El Jabalí (W. Rose M. R., 2008). Se registraron precipitaciones de más de 100 mm al día en Los Naranjos, entre el 3 y el 6 de octubre, con un máximo de 320 mm el 5 de octubre. El SNET registro sísmicamente un total de 22 lahares tras la erupción, todos ellos confirmados por los testigos de los residentes de la zona. Dos personas perdieron la vida por deslizamientos de tierra en Palo Campana (Global Volcanism Program, 2024).

2.3.3. Actividad en el volcán Ilamatepec después de la erupción, octubre 2005 a 2007.

La erupción del 1 de octubre del 2005 cambio significativamente la geometría de los rasgos dentro del cráter. La erupción destruyo el área principal de fumarolas dentro del cráter y dejo tras de si el suelo del lago inundado con una vigorosa fumarola subacuática (Figuras 9). En febrero del 2006, las débiles fumarolas en la pared occidental del cráter que previamente habían sido observadas como fumarolas incandescentes tenían una temperatura promedio de 120°C (SNET, 2024). Por otro lado, se midieron valores de 75 y 85°C en las fumarolas de la pared occidental del cráter. En julio de 2007, la débil baja temperatura (92°C a 95°C) en las paredes occidental y sur del cráter emitían principalmente vapor de agua, aunque se observaron algunos cristales de azufre y un débil olor a sulfuro. Se observo una prominente fuente termal subacuática en el centro del lago al final de una península de sedimentos expuestos causada por un deslice de rocas entre el 20 de abril al 2 de mayo del 2006. Esta fuente termal exhibió actividad que variaba entre burbujeo a afloramientos episódicos a desgasificación intensa.

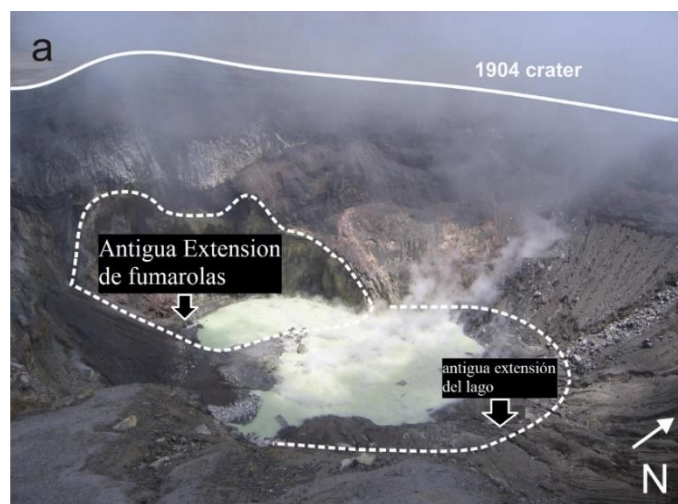


Figura. 9. El cráter del Ilamatepec post-erupción, 28 de junio de 2007, mostrando un lago amarillo verdoso de desgasificación intensa que ha cambiado su posición al oeste (W. Rose M. R., 2008).

La evaporación y desgasificación continuo a través de lago durante el periodo post eruptivo, dando lugar a eventos de evaporación del lago en enero-mayo del 2006, abril del 2007 y agosto del 2007 y también una pequeña erupción freática el 15 de marzo del 2007 (Figura. 10). La erupción deposito una fina capa de ceniza en la zona de la cumbre. El 23 de marzo del 2007, tras el temblor del día anterior, se observó una mayor evaporación y una columna de gas que se elevó hasta 400 m. No se detectó olor a azufre en las columnas de gas (Laiolo, 2017).

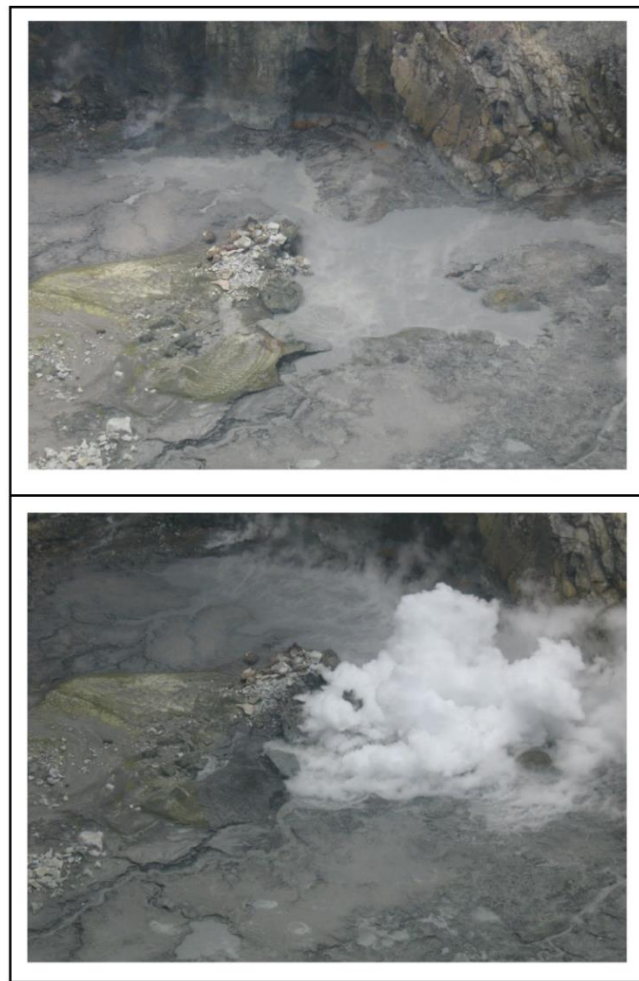


Figura. 10. evaporación del lago a) El lago se evaporo de toda su superficie y el volumen del lago disminuyo considerablemente. b) Se observaron fuertes pulsos periódicos de desgasificación procedentes de un punto situado en el extremo de la península de sedimentos. (Laiolo, 2017).

Tras la erupción de marzo de 2007, se observaron esférulas de azufre a lo largo de la costa, desde mayo 2007 hasta julio 2007. Similares a las observadas durante el periodo de actividad hidrotérmica del 2001. Dichas esférulas tenían colores amarillos a grises con forma redonda. También se observó una capa de azufre húmedo a lo largo de la orilla del lago en julio del 2007 (W. Rose M. R., 2008).

Capítulo 3

3.1. Metodología

Dos tipos de imágenes satelitales fueron usadas en este estudio. Las primeras imágenes satelitales fueron tomadas del Landsat 7 ETM+; Estas imágenes fueron usadas para explorar y mapear las alteraciones hidrotermales en la región del volcán Ilamatepec. El otro set de imágenes fue tomado del sensor ASTER, estas imágenes en conjunto con las del Landsat 7 fueron usadas para monitorear la actividad térmica calculando el flujo de calor radiativo (RHF) y la tasa de descarga de calor HDR en el volcán Ilamatepec durante el periodo de su última erupción volcánica (Figura. 11).

Se adquirieron imágenes del Landsat 7 ETM+ con fechas: 13 de enero del 2005 antes de la erupción en el mismo año, 12 de octubre del 2005 días después de la erupción del primero de octubre y 16 de enero del 2006 tres meses después de la erupción de octubre; descargadas del archivo en línea del Servicio geológico de Estados Unidos (USGS), las cuales fueron corregidas a nivel-1 y terreno L1T; así también fueron corregidas radiométrica y geométricamente. Estas imágenes del satélite Landsat fueron usadas para la exploración de los indicadores de minerales hidrotermales en la zona de estudio, por medio del uso de diferentes técnicas para la cartografía de minerales alterados, incluyendo: compuesto de color, relación de banda, análisis de componentes principales (PCA) y técnicas de Crosta (A. Crosta S. F., 2003).

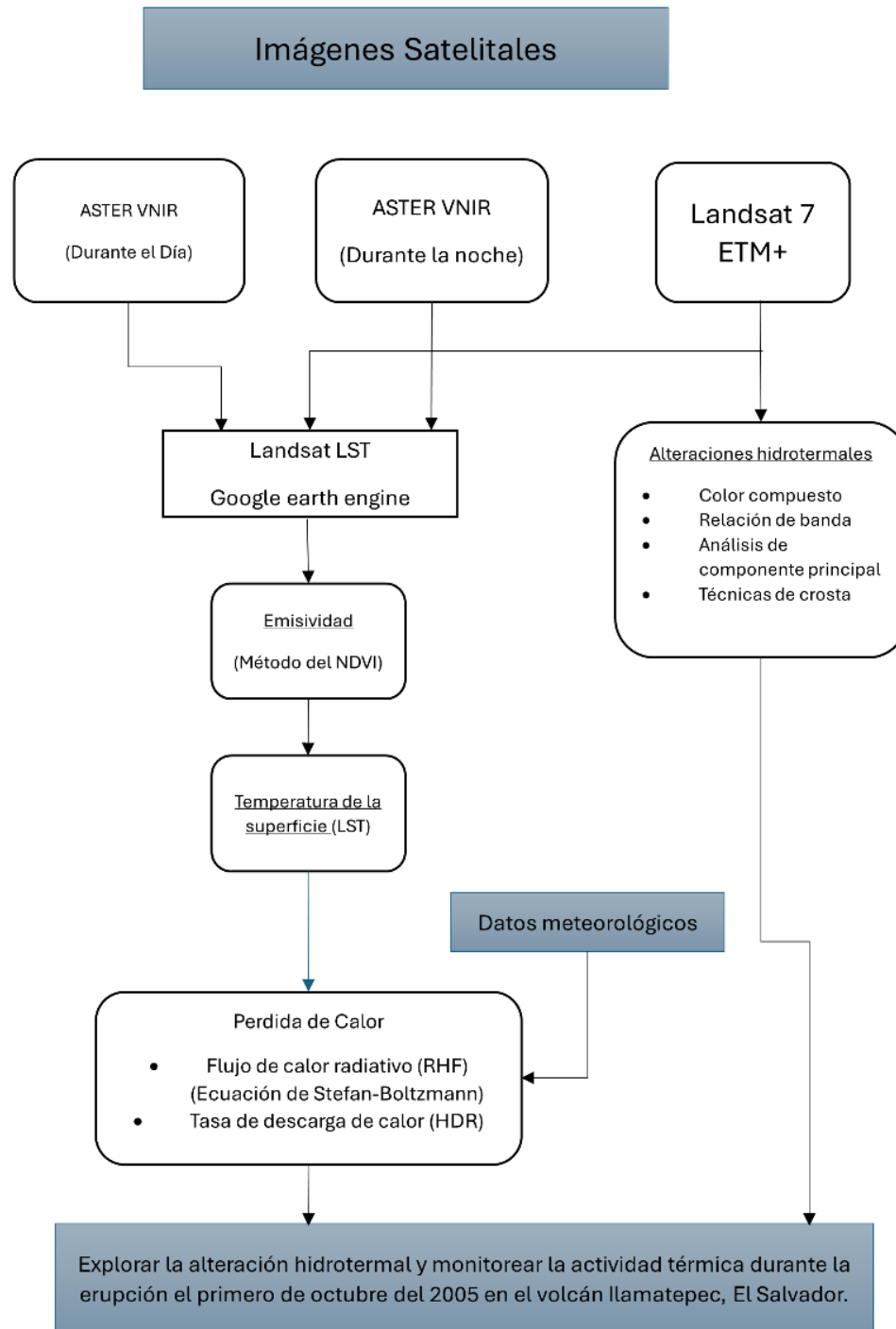


Figura. 11. Diagrama de flujo del procesamiento de imágenes satelitales en este estudio.

3.2. Cartografía de alteraciones usando las imágenes del Landsat 7 ETM+

3.2.1 Alteración hidrotermal

La alteración hidrotermal se puede definir como el reflejo de la respuesta de los minerales de composición rocosa preexistentes a condiciones físicas y químicas diferentes de aquellas en las que se formaron originalmente, especialmente por los efectos de fluidos hidrotermales (Beane, 1982). Los procesos de los fluidos hidrotermales alteran la mineralogía y la composición química de las rocas que los albergan, lo que puede producir conjuntos de distintos minerales que varían según la localización, el grado y la duración de los procesos de alteración. Estas interacciones pueden conducir a la formación de nuevos minerales y a la alteración de los minerales existentes, lo que puede dar lugar a la formación de depósitos minerales. La alteración hidrotermal puede ocurrir en diversos entornos geológicos, como los son: los entornos volcánicos, fuentes termales y sistemas geotérmicos; Los fluidos que intervienen en la alteración hidrotermal pueden derivarse del magma o de otras fuentes subterráneas, y pueden transportar metales y minerales disueltos a medida que se desplazan por la corteza terrestre (GeologyScience, 2023). La naturaleza y el alcance de las alteraciones hidrotermales son de alta importancia para la extracción y exploración de minerales, ya que proporcionan información valiosa sobre la ubicación y el tipo de minerales presentes en una zona. Las rocas hidrotermalmente alteradas pueden ser caracterizadas por tener distintos colores inusuales. Estas rocas de diferentes colores son las rocas que almacenan los depósitos minerales donde el color representa el resultado de interacciones químicas con los fluidos hidrotermales que las rodean (E. Yetkins, 2003).

Cuando estos minerales alterados son visibles en la superficie, se puede hacer uso de técnicas de teledetección para el mapeo de los patrones de distribución de estos minerales en la

zona estudiada por medio de estudios preliminares. Estos minerales parecen concéntricamente alrededor de un núcleo que tiene el nivel de alteración de mayor grado e interés. La importancia de reconocer estos patrones espaciales de alteración hace que las técnicas de teledetección sea uno de los procedimientos estándares en la exploración geológica, debido a su alto grado de eficiencia y bajo costo (E. Yetkins, 2003)

La Cartografía temática multiespectral de los satélites Landsat cubren el espectro visible e infrarrojo (B. Mia Y. F., 2012). Los principales tipos de alteración encontradas en las áreas volcánicas son potásica, filical, argílica, propilítica y silicificación. Cada tipo de alteración tiene minerales diagnósticos en sus respectivas rocas. Las imágenes satelitales desempeñan un papel invaluable a la hora de diferenciar los diferentes tipos de alteraciones. Uno de los posibles usos de la cartografía de la alteración hidrotermal es en la localización fallas en cualquier zona volcánica. Por lo general las zonas de alteración están correlacionadas con los flujos descargados del yacimiento volcánico, y con las principales estructuras que controlan la permeabilidad del yacimiento y de la roca de cubierta. Por esta razón, la localización de rocas alteradas hidrotermalmente en la superficie puede ayudar a determinar la presencia de flujos ascendentes desde el yacimiento volcánico.

En estudios previos como el de (G.R. Hunt, 1979) han explorado y explicado el hecho de que ciertos minerales asociados a procesos hidrotermales, como los minerales que contienen hierro (por ejemplo, goethita, hematites, jarosita y limonita) y los minerales que contienen hidroxilo (por ejemplo, caolinita y K-micas) presentan características espectrales que permiten su identificación a distancia. El óxido de hierro y los minerales de hidroxilo son un constituyente bastante común de las zonas de alteración asociadas a los depósitos de sulfuro hidrotermal (Oskouei, 2010). Las principales especies de óxidos de hierro (hematites, goethita, y jarosita) que

se forman a partir de la meteorización de sulfuros absorben energía a diferentes frecuencias en el VNIR/SWIR, proporcionando un medido de discriminación mediante escáneres multiespectrales (B. Mia Y. F., 2012).

En este capítulo se detectaron y cartografiaron los minerales hidrotermales alterados en el volcán de Santa Ana usando la información de imágenes satelitales por medio de los diferentes métodos de exploración: compuesto de color, relación de banda, análisis de componentes principales y técnicas de Crosta.

3.2.2. Preprocesamiento de las imágenes satelitales

El sensor “Enhanced thematic mapper” (ETM+) utiliza el escáner whiskbroom, común a la familia de sensores Thematic Mapper (TM) que fue parte de los satélites Landsat 4 y 5. Este sensor observo múltiples mejoras evolutivas, incluyendo la adición de una banda pancromática de 15 m de resolución y una banda térmica de mayor resolución (60 m) (tabla 1) (USGS , 2024). Otra de las mejoras del ETM+ sobre previos sensores TM, fue la mejora de precisión radiométrica, y consecuentemente, para proveer una mejor cobertura terrestre, su capacidad de escanear de estado de alta o baja ganancia. Donde la ganancia se define como un aumento de la potencia de la señal durante su transmisión de un punto a otro con el fin de maximizar la resolución radiométrica (8 bits para el ETM+) sin saturar los detectores (cuyo número digital, DN, máximo es 255) (A. Karnieli, 2004).

Las técnicas de procesamiento de las imágenes usadas en este estudio fueron por medio del programa QGIS 3.28. La información digital bruta obtenida de imágenes satelitales suele incluir distorsiones geométricas debidas a la geometría del sensor, el escáner, la inestabilidad de la plataforma, la rotación de la tierra, la curvatura terrestre, etc., y es necesario corregirlas y adaptarlas (T. Lillesand, 2004). Se realizo corrección geométrica de los datos digitales de las

bandas ETM+ para la zona de estudio. La georreferenciación se realizó bajo el sistema de proyección geográfica (lat./long.) y datum WGS-84. El error cuadrático medio (ECM) en el procesamiento geométrico fue inferior a un píxel.

3.2.3 Método de Compuesto de color

Una imagen digital grabada por una cámara digital se muestra en la pantalla de un ordenador de forma muy lógica, es decir, el canal rojo del sistema de visualización se asocia con el canal rojo de la cámara, su canal verde con el canal verde de la cámara, y así sucesivamente. Así la imagen resultante es una copia fiel de lo que habría visto el ojo del observador (Belgian earth observation, 2024). Aplicando este concepto básico a nuestro estudio los sensores en satelitales que observan la tierra miden el nivel de radiación electromagnética (REM) que es reflejada o emitida por la superficie terrestre. Estos sensores, conocidos como sensores multiespectrales, miden simultáneamente datos en múltiples regiones del espectro electromagnético, incluida la luz visible, infrarrojos cercanos y infrarrojos de onda corta. El rango de longitudes de onda medido por un sensor se conoce como banda y se describe comúnmente por la longitud de onda de la energía. Las bandas pueden representar cualquier porción del espectro electromagnético, incluyendo rasgos no visibles para el ojo, como las secciones infrarrojas o ultravioleta. Cada una de estas bandas de una imagen multiespectral puede visualizarse de una en una como una imagen es escala de grises, o en una combinación de tres bandas a la vez como imagen de compuesto de color (Figura. 12). Las pantallas del ordenador pueden mostrar una imagen en tres bandas diferentes a la vez, utilizando un color

primario diferente para cada banda y al combinar estas tres imágenes se obtiene una imagen de compuesto de color (Eyton, 1983).

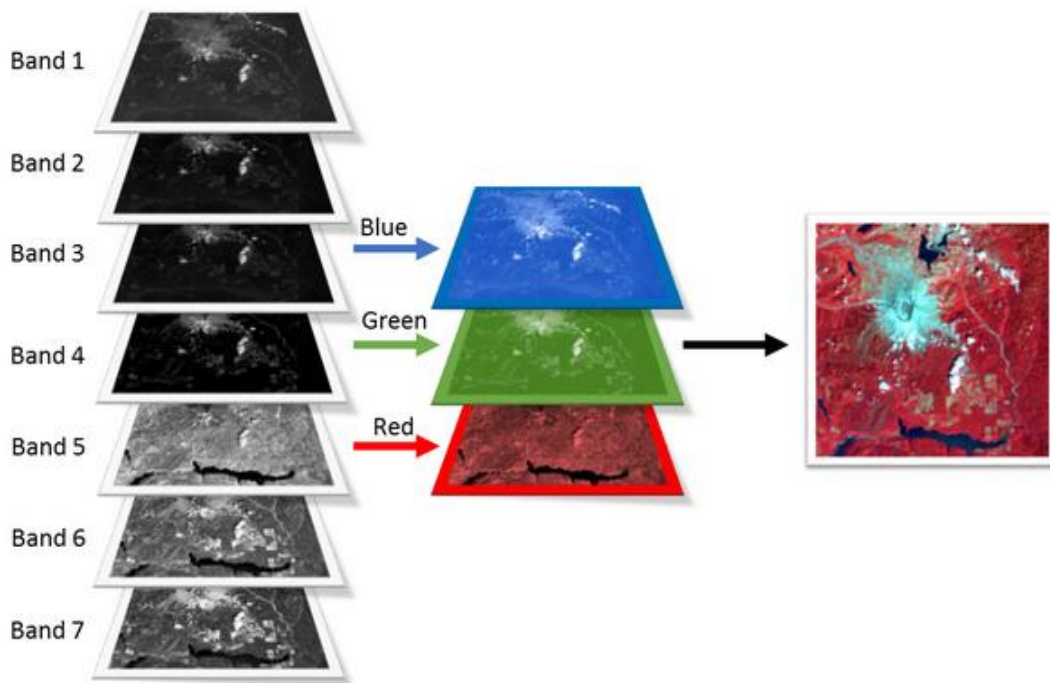


Figura. 12. Representación del método de color compuesto utilizando una imagen multispectral (Geospatial Lessons, 2024)

La combinación de bandas es seleccionada por diferentes razones y es importante entender los perfiles de reflectancia espectral de las características que se está interesado en estudiar. Por ejemplo, en el falso color del NIR mostrada en la (Figura. 12) la vegetación sana aparece como un color rojo brillante ya que esta refleja más el infrarrojo cercano que el verde. En la tabla 2 se enumeran algunas de las combinaciones comúnmente utilizadas. Las combinaciones de banda se enumeran por número de banda en orden de rojo, verde y azul (RGB) (tabla. 2).

Tabla 2 Diferentes ejemplos de combinaciones de bandas para las imágenes multiespectrales del Landsat 7 (Geospatial Lessons, 2024)

<i>Combinaciones de banda para el Landsat 7</i>	
<i>Color Natural</i>	3 2 1
<i>Falso color (urbano)</i>	7 5 3
<i>Infrarrojo a color (vegetación)</i>	4 3 2
<i>Agricultura</i>	5 4 1
<i>Vegetación sana</i>	4 5 1
<i>Tierra/Agua</i>	4 5 3
<i>Natural con eliminación atmosférica</i>	7 4 2
<i>Infrarrojo de banda corta</i>	7 4 3
<i>Análisis de vegetación</i>	5 4 3

Para nuestro estudio se utilizó el método de compuesto de color o también conocido como técnica de combinación de bandas, donde se manipularon las bandas del Landsat 7 ETM+ por medio del uso de tramos de correlación; El método de compuesto de color muestra bandas multiespectrales en tres colores aditivos (Es decir, rojo, verde y azul) los cuales están relacionados de acuerdo con las diferencias entre las propiedades de reflectancia espectral de los materiales de la imagen (M.J. Abrams, 1988). La combinación de las bandas 7:2:4 y 7:4:2 (Tabla. 1) por su color rojo (R), verde (G) y azul (B) fueron aplicadas para la identificación de alteraciones hidrotermales anómalas. Estas técnicas de relación de bandas destacaron las diferencias espectrales entre los materiales, y también reducen el efecto de variabilidad debido al efecto producido por la iluminación solar y la topografía de la región (B. Mia Y. F., 2012). Esta técnica ha sido ampliamente utilizada para la extracción de información en el ámbito de

alteraciones hidrotermales por medio del uso de la información obtenida de varios sensores satelitales.

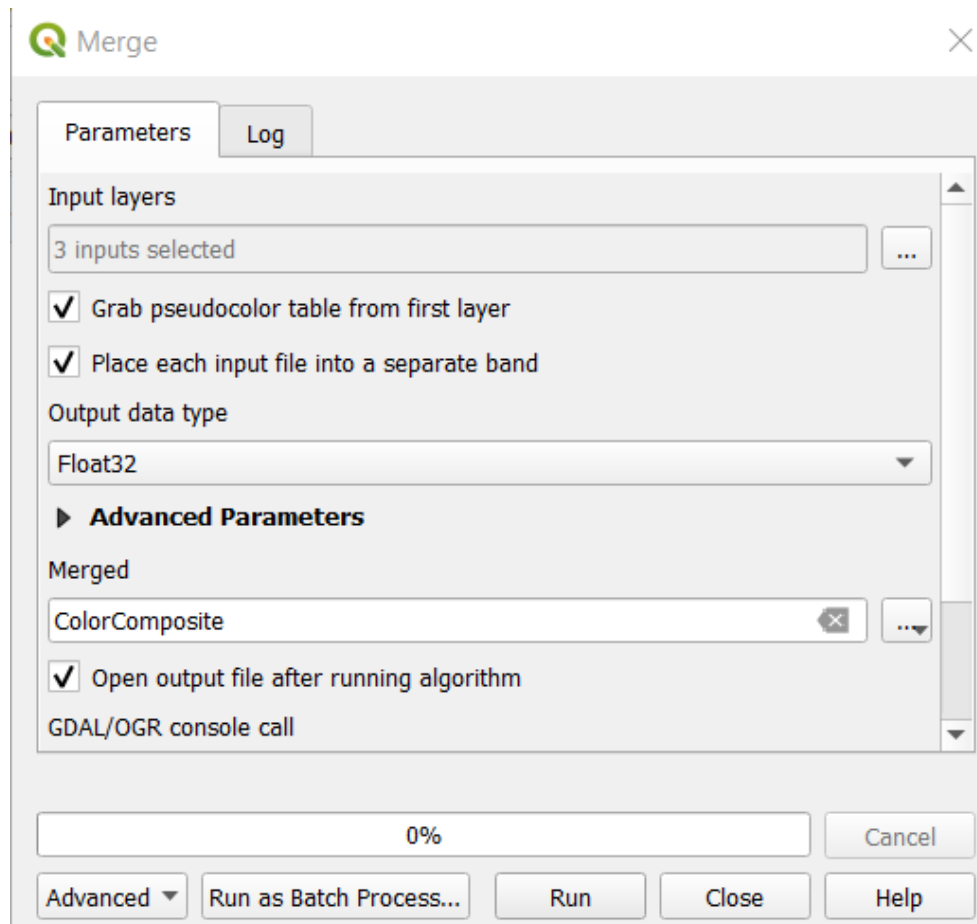


Figura. 13. Herramienta de combinación de bandas de QGIS

Por medio de la herramienta “merge” de QGIS, se combinaron las bandas especificadas de las imágenes multiespectrales para obtener resultados del color compuesto de nuestra zona de estudio en las fechas establecidas (Figura. 13).

3.2.4. Método de relación de bandas

El método de relación de bandas es una técnica utilizada en el ámbito de teledetección para mostrar eficazmente las variaciones espectrales (A. Goetz, 1983). La relación de bandas mejora el contraste entre los materiales dividiendo los valores de brillo (números digitales) en los

picos/máximos y valles/mínimos de una curva de reflectancia una vez eliminados los valores de la neblina atmosférica aditiva y el desplazamiento aditivo del sensor. La relación de bandas espectrales realza la información de composición deseada y al mismo tiempo suprime otros tipos de información, como la pendiente del terreno y las diferencias entre los tamaños de grano; Además, la relación de bandas también puede proporcionar información única que no está disponible en solo una banda, lo que resulta muy útil en la diferenciación de los materiales de la superficie (Jensen, 1996). Las imágenes obtenidas por medio del método de relaciones de bandas tienen la característica de mejorar los contrastes espectrales entre las bandas consideradas estudiadas y se han utilizado con éxito en la cartografía de zonas de alteración (B. Mia Y. F., 2012). A partir del conocimiento teórico de las propiedades espectrales de los minerales, se reconoce que las relaciones de bandas, del satélite Landsat TM, de 3/1, 5/7, 5/4 se analizan para los óxidos de hierro, los minerales que contienen hidroxilos y los óxidos ferrosos respectivamente (Y. Abulghasem, 2011).

Con el fin de obtener la información hidrotermal en la zona de estudio se aplicaron las combinaciones de banda del “mapeador” temático de Landsat, las cuales son: Abrams (R:G:B = 5/7:3/2:4/5) donde la relación de bandas ilustra el óxido de hierro alterado hidrotermalmente como verde y los minerales arcillosos con un color morado azulado oscuro con un color magenta alrededor que representa la vegetación en la zona; Chica-Olma (R:G:B = 5/7:5/4:3/1) donde se obtienen la vegetación representada por un color rojo, iones de hierro con un color verde y óxidos ferrosos con un color azul; y Kaufmann (R:G:B = 7/4:4/3:5/7) donde se muestran los minerales que contienen iones de hierro con un color rojo brillante, minerales de hidroxilo con un color azul y un color verde para las zonas con vegetación, para las correspondientes bandas

del Landsat 7 ETM+ y así poder explorar las zonas de alteración hidrotermal en aspectos generales (B. Mia Y. F., 2019).

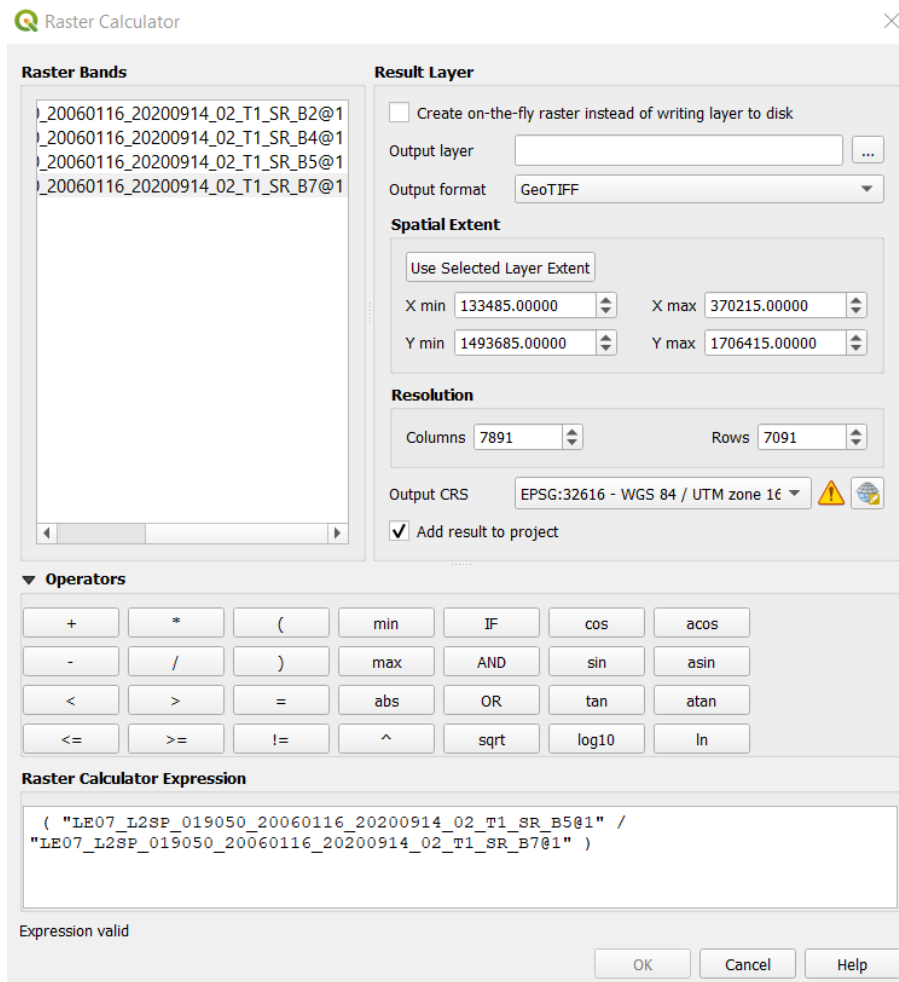


Figura. 14. Ejemplo de la herramienta “Calculadora raster” del procesador QGIS.

Para la obtención de las 3 diferentes relaciones de bandas que se buscan obtener en este estudio se utilizó nuevamente el software de QGIS, donde se utiliza la herramienta de calculadora raster para dividir las bandas de una imagen espectral de acuerdo con las fórmulas de las relaciones de banda: Kauffman, Chica-Olma y Abrams (Figura. 14). Una vez se han obtenido estas variables se utiliza nuevamente la herramienta merge (Figura. 13) para generar las relaciones de banda deseadas.

3.2.5. Método de análisis de componentes principales

El análisis de componentes principales (PCA) usa la técnica de transformación de componentes principales para reducir la dimensionalidad de información multispectral correlacionada. El análisis se basa en una técnica estadística multivariante que selecciona combinaciones lineales no correlacionadas (cargas de vectores propios) de variables de manera que cada combinación lineal extraída sucesivamente, a las que nos referiremos como componente principal (PC), tenga una menor varianza (A. Singh, 1985). La varianza estadística de las imágenes multispectrales está relacionada con la respuesta espectral de diversos materiales superficiales como rocas, suelos y vegetación, y también está influida por la dimensionalidad estadística de los datos de la imagen (Loughlin, 1991). Estas transformaciones fueron desarrolladas en base al principio matemático conocido como descomposición de valores propios de la matriz de covarianza de las bandas de imágenes multispectrales que van a analizar (R. Gonzales, 1993). Donde el vector de un pixel de la imagen se calcula como:

$$x_i = [x_1, x_2, \dots, x_N]_i^T \quad (3.1)$$

Con todos los valores de pixeles x_1, x_2, \dots, x_N en una ubicación de pixel correspondiente en los datos de la imagen multispectral. La dimensión de ese vector será igual al numero de bandas multispectrales N . Para una imagen multispectral con m numero de filas y n número de columnas habrá $M = m \cdot n$ vectores de este tipo, es decir $i=1, \dots, M$. El vector medio de todos los vectores de la imagen se calcula entonces como:

$$m = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M [x_1, x_2, \dots, x_N]_i^T \quad (3.2)$$

La matriz de covarianza de x se define entonces como:

$$Cov(x) = E\{((x - E(x))(x - E(x))^T)\} \quad (3.3)$$

Donde E es el operador de expectativa, El superíndice T es el operador de transposición y Cov es la notación utilizada para describir a la matriz de covarianza. La matriz de covarianza se aproxima mediante el siguiente calculo:

$$C_x = \frac{1}{M} \sum_{i=1}^M (x_i - m)(x_i - m)^T \quad (3.4)$$

El PCA se basa en la descomposición de la matriz de covarianza que adopta la forma de:

$$C_x = ADA^T \quad (3.5)$$

Donde D es la matriz diagonal compuesta por los valores propios $\lambda_1, \lambda_2... \lambda_N$ de la matriz de covarianza C_x , y A es la matriz ortonormal compuesta por los correspondientes vectores propios de dimensión N. Se puede disponer entonces de los valores y vectores propios en orden descendente de forma que $\lambda_1 > \lambda_2 > ... > \lambda_N$, por lo que las primeras filas de K en la matriz AT, es decir los primeros vectores propios de K, se pueden utilizar para calcular una aproximación de la imagen original de la siguiente manera:

$$z_i = \begin{bmatrix} z_1 \\ z_2 \\ \vdots \\ z_K \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} a_{11} & a_{12} & \dots & a_{1K} & \dots & a_{1N} \\ a_{21} & a_{22} & \dots & a_{2K} & \dots & a_{2N} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ a_{K1} & a_{K2} & \dots & a_{KK} & \dots & a_{KN} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_K \\ \vdots \\ x_N \end{bmatrix} \quad (i = 1, 2, \dots M) \quad (3.6)$$

Donde el vector de pixeles z_i formara las primeras bandas K de las imágenes PCA. Dichas bandas formadas como PCA tienen el mayor contraste o varianza en la primera banda y el menor contraste o varianza en la última banda. Por lo tanto, las primeras bandas PCA K a menudo contienen la mayor parte de la información que reside en las imágenes multiespectrales originales y pueden utilizarse para análisis más eficaces y precisos porque se reduce el número de imágenes por banda y la cantidad de ruido en la imagen es reducido. Las bandas PCA son

mutuamente independiente u ortogonales y su matriz de covarianza toma la forma de (C. Rodarmel, 2002):

$$C_z = \text{diag}(\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_K) \quad (3.7)$$

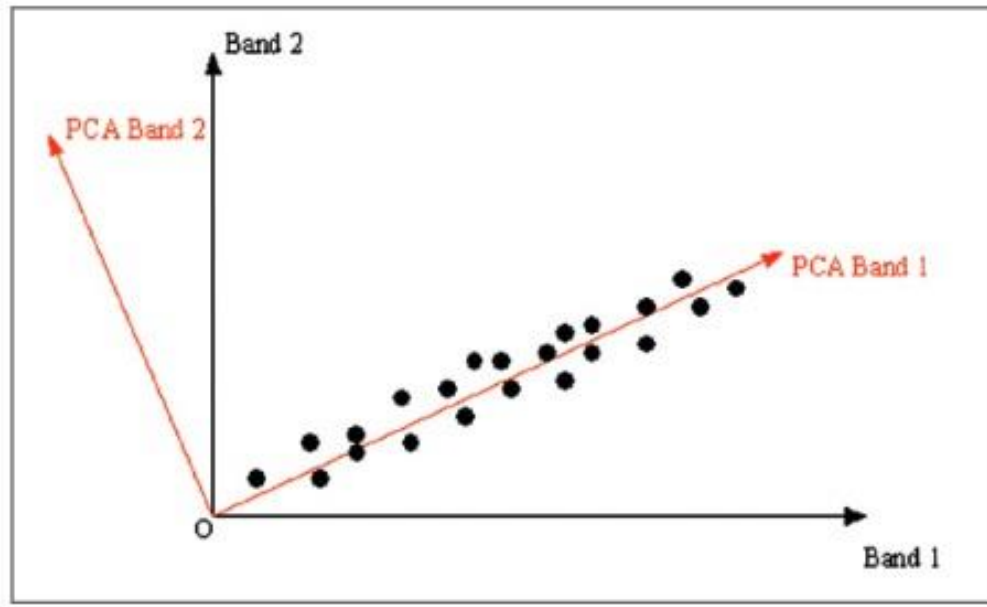


Figura. 15. Geometría de análisis de componentes principales y bandas PCA (C. Rodarmel, 2002).

La geometría del concepto del PCA es ilustrada en (Figura. 15), donde la información original proviene de dos bandas, banda 1 y banda 2. En la que se puede observar una considerable correlación entre las dos bandas: un movimiento o cambio en la banda 1 produce un cambio casi lineal en la banda 2. En cambio, una vez se ha procesado la imagen por medio del PCA, la correlación entre la banda 1 y 2 desaparece.

En el contexto del análisis de imágenes satelitales, PCA se utiliza para transformar un conjunto de datos de múltiples bandas en un conjunto de datos de menor dimensión, conocido

como componentes principales. Estos componentes principales representan combinaciones lineales de las bandas originales y permiten identificar patrones y características importantes en los datos, lo que facilita su análisis y visualización. Las cargas de los vectores propios (valores propios) proporcionan información, mediante la magnitud y el signo, sobre que propiedades espectrales de la vegetación, las rocas y los suelos son responsables de la varianza estadística asignada a cada PC; PCA es una de las técnicas de cartografía de alteraciones hidrotermales más populares a nivel mundial (B. Mia Y. F., 2012).

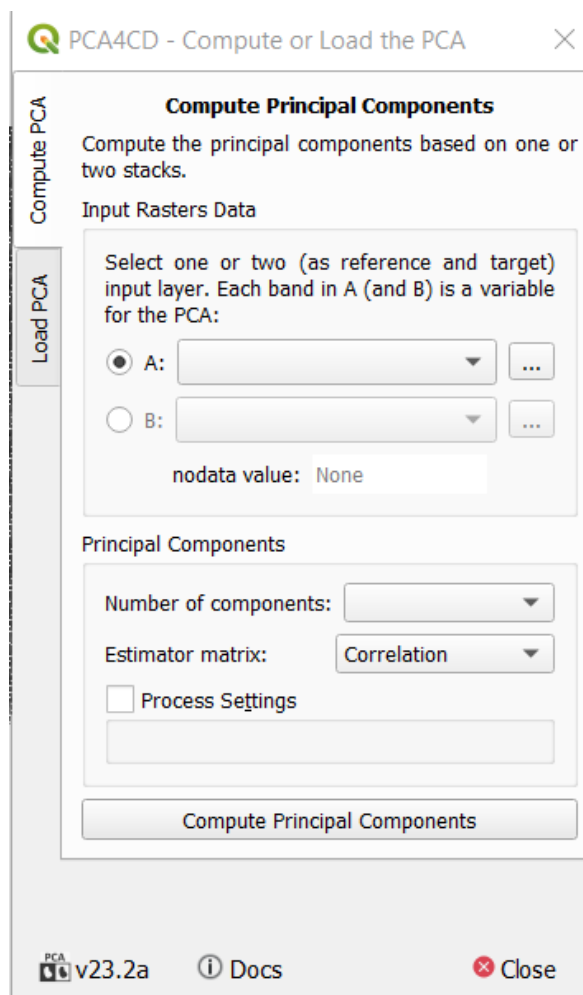


Figura. 16. Herramienta de QGIS para calcular el PCA de las bandas de una imagen multiespectral.

El PCA fue calculado en este estudio por medio del uso del software QGIS (Figura. 16), donde el PCA fue calculado por medio del uso de las diferentes bandas de una imagen multispectral del satélite Landsat 7. Para este análisis se utilizarán las 7 bandas de la imagen multispectral y así poder realizar un análisis completo del terreno de la zona de estudio incluyendo los minerales en la zona, principalmente los minerales de hidroxilo y de óxido de hierro; Seguido de este proceso, se utilizó el método de PCA en bandas específicas para así generar imágenes de los minerales de interés para nuestro estudio donde: se analizaran las bandas 1, 3, 4 y 5 para obtener una imagen de la presencia de minerales de óxido de hierro en nuestra área de estudio que denominaremos como (F) y se analizaran las bandas 1, 4, 5 y 7 para obtener una imagen de la presencia de minerales de hidroxilo en el volcán de Santa Ana, la cual será denominada como (F).

3.2.6. Cartografía de óxidos de hierro e hidroxilos mediante la técnica de Crosta

La técnica de Crosta, también conocida como “Selección de componentes principales orientada a características”, es un método de procesamiento donde mediante el análisis de los valores de los vectores propios permite identificar los componentes principales que contienen información espectral sobre minerales específicos, así como la contribución de cada una de las bandas originales a los componentes en relación con la respuesta espectral de los materiales de interés. Esta técnica puede aplicarse a cuatro y seis bandas seleccionadas de datos del Thematic Mapper (TM) del satélite Landsat (A. Crosta J. M., 1989).

En el contexto de este estudio se hizo uso de este método de procesamiento de imágenes satelitales para identificar y mapear minerales hidrotermales, como el óxido de hierro y el hidroxilo, en áreas de interés y así producir un mapa en el que los pixeles con concentraciones anómalas tanto de hidroxilo como de óxidos de hierro sean los más brillantes. Estas técnicas se

basan en la información almacenada en las imágenes de hidroxilo (H) y óxido de hierro (F) para producir mapas que muestran los píxeles con concentraciones anómalas de ambos minerales. La relación de bandas $H:H + F:F$ se utiliza para generar una imagen de color compuesto que muestra las concentraciones anómalas de minerales hidrotermales (B. Mia Y. F., 2012).

Capítulo 4

4.1. Recuperación de la información de emisividad y temperatura de la superficie

La temperatura de la superficie (LST) es un parámetro clave en el monitoreo de la actividad térmica de un volcán; Normalmente se obtiene a través de la información infrarroja de diferentes sensores, como la obtenida de los sensores del Landsat 7 y ASTER (M. Ramsey, 2013). La serie de satélites Landsat tienen un alto potencial para proveer estimación del LST con un alto nivel de resolución espacial, lo que los hace particularmente idóneos en estudios locales o a pequeña escala; Existen múltiples algoritmos disponibles para recuperar LST, los cuales pueden ser desarrollados en base de métodos mono canal, multicanal, multiángulo y multitemporales (Z. Li, 2013). Aunque la mayoría de los algoritmos son sencillos de aplicar, requieren que los usuarios proporcionen los datos de entrada y los coeficientes de calibración necesarios, que no suelen encontrarse fácilmente. Algunas bases de datos disponibles en línea, sin embargo, estas bases de datos requieren que los usuarios sean capaces de manejar grandes volúmenes de datos (Malakar, 2018).

4.1.1. Google Earth Engine (GEE)

El Google Earth Engine (GEE) es una plataforma geoespacial en línea creada para permitir a sus usuarios con fines de teledetección fácilmente realizar estudios y análisis de un alto número de datos sin la necesidad de tener acceso a un alto número de recursos computacionales, el procesador se puede acceder y controlar a través de una interfaz de programación de aplicaciones (API) accesible a través de un entorno de desarrollo integrado en línea (IDE) que permite la creación rápida de prototipos y la visualización de resultados. El catálogo de datos alberga un gran repositorio de datos geoespaciales disponibles al público,

incluyendo observaciones de una amplia variedad de satélites y sistemas de imágenes aéreas en longitudes de ondas ópticas y no ópticas, variables medioambientales, previsiones meteorológicas y climáticas, así también conjuntos de datos topográficos, socioeconómicos y sobre la cobertura del suelo. Todos estos datos se preprocesan para que estén listos para su uso, sin alterar la información original, lo que permite un acceso eficaz y elimina muchas barreras asociadas con la manipulación de datos (Gorelick, 2017).

Los usuarios pueden acceder y analizar datos del catálogo público, así como sus propios datos privados, a través de una biblioteca de operadores proporcionada por la API del Motor Tierra. Estos operadores se implementan en un gran sistema de procesamiento paralelo que subdivide y distribuye automáticamente los cálculos, proporcionando capacidades de análisis de alto rendimiento. Los usuarios acceden a la API a través de un entorno de desarrollo interactivo basado en la web y construido sobre la biblioteca del cliente (Figura. 17).

Toda la información de los satélites Landsat a nivel-1 y 2 se encuentran disponibles en el GEE, incluyendo cumbre-de-la-atmosfera (TOA) y reflectancia de la superficie (SR) (Gorelick, 2017). El algoritmo “Temperatura de la superficie terrestre desde Landsat en Google Earth Engine” (Landsat_SMW_LST), desarrollado por Sofia L. Ermida, Patricia Soares, Vasco Mantas, Frank Götsche e Isabel Trigo, permite el cálculo del LST usando la información del satélite Landsat 7 a través del GEE y es el algoritmo que fue utilizado en este estudio (Sofia L. Ermida, 2020).

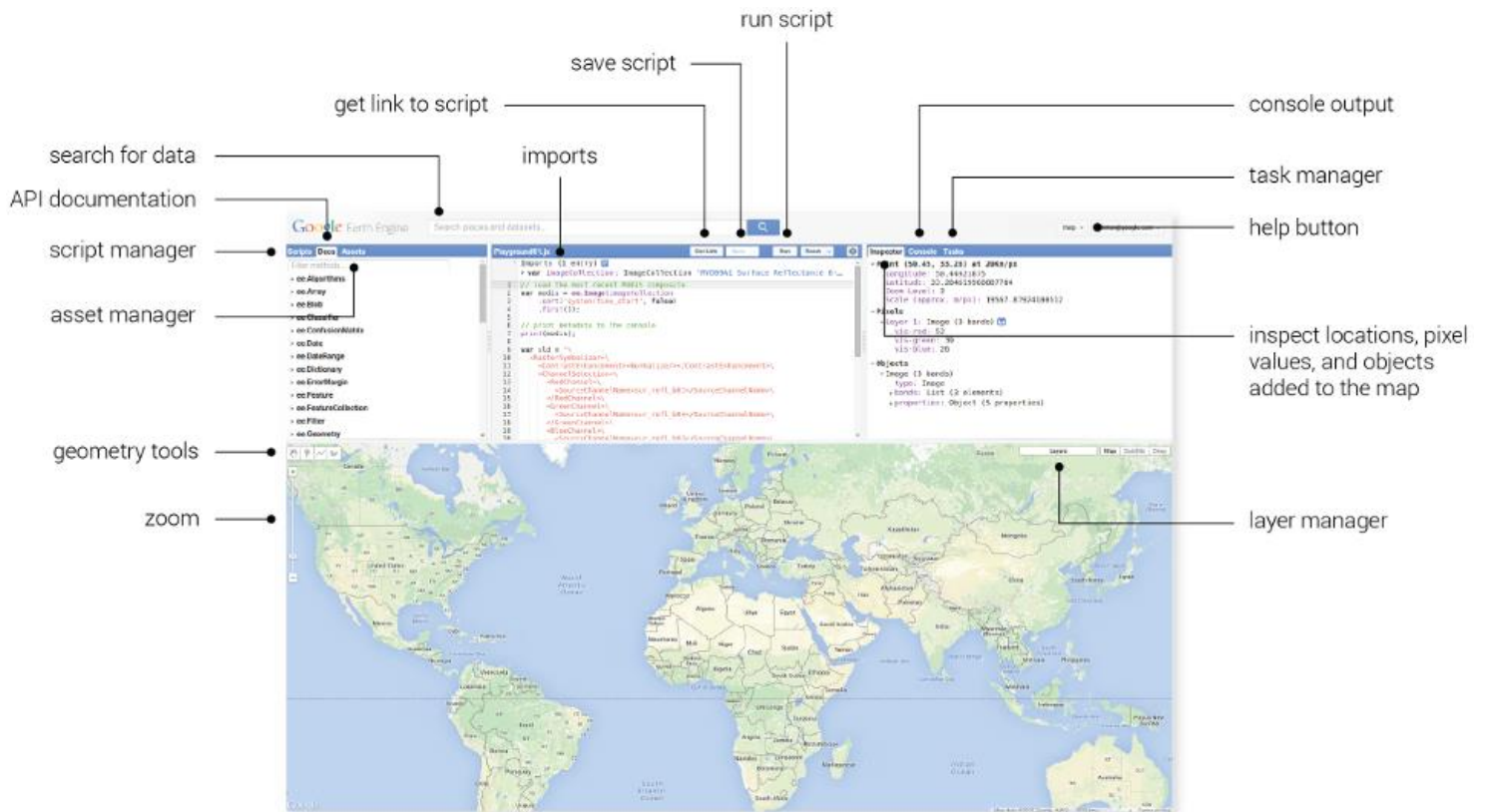


Figura. 17. Entorno de Desarrollo interactivo del Earth Engine (EarthEngine.com, 2024)

4.1.2. Datos Utilizados

4.1.2.1 Landsat 7 ETM+

Las temperaturas de brillo TOA obtenidas de los canales infrarrojos del satélite Landsat (TIR) son proporcionadas por el USGS y están completamente disponibles y listas para su uso en el GEE. La información de la serie Landsat es considerada consistente e intercalibrada y todas las bandas TIR han sido dimensionadas a 30 m de resolución espacial; La información ha sido organizada con respecto a su calidad, Las que tienen el más alto número de calidad en su información son catalogadas entonces como Nivel 1, siendo estas las más adecuadas en análisis cronológicos, mientras que las restantes son catalogadas como Nivel 2 (USGS, 2019). Los resultados del LST en este trabajo fueron calculados por medio del uso de información de Nivel 1. Además de las bandas TIR, las bandas de infrarrojo cercano (NIR) y roja fueron usadas para

derivar el Índice de vegetación de diferencia normalizada NDVI, la cual es calculada a partir de los valores SR, obtenidos a partir del sensor ETM+ del Landsat 7, La información SR también se encuentra disponible en el GEE y es derivada del sistema de procesamiento adaptativo de las perturbaciones del ecosistema Landsat (LEDAPS), el cual calcula la transferencia radiativa para los datos atmosféricos (Sofía L. Ermida, 2020).

4.1.2.2. Datos atmosféricos

Es necesario considerar las contribuciones atmosféricas en la banda de infrarrojo térmico (TIR) con este fin es necesario utilizar información del contenido de vapor agua atmosférico. El valor de agua total en columna (TCWV) está disponible en el GEE (G. Hulley, 2019). Los datos TCWV están disponibles desde el 1948 hasta el presente, con una resolución temporal de seis horas y una resolución espacial de 2.5 grados. Estos datos son interpolados al tiempo de adquisición de la imagen del Landsat.

4.1.3. Índice de vegetación de diferencia normalizada (NDVI)

El índice de vegetación normalizada (NDVI) Es el índice de vegetación más comúnmente utilizado para observar el verdor o vegetación de la superficie de una imagen satelital. En general, la vegetación sana es un buen absorbente del espectro electromagnético en razón visible. La clorofila que contiene un vegetal absorbe en gran medida el espectro azul (0.4 – 0.5 μm) y rojo (0.6 – 0.7 μm) y refleja el espectro de verdes (0.5 – 0.6 μm). Por lo tanto, nuestro ojo percibe la vegetación sana como verde. Así también, las plantas sanas tienen una alta reflectancia en el infrarrojo cercano (NIR) entre 0.7 y 1.3 μm . Esto se debe principalmente a la estructura interna de las hojas de las plantas (Bahadur, 2018). Debido a la alta reflectancia en el NIR y la alta absorción en el espectro rojo, se utilizan estas bandas para calcular el NDVI. Así, se puede usar la siguiente fórmula para calcular el NDVI:

$$NDVI = \frac{(NIR - R)}{(NIR + R)} \quad (4.1)$$

Donde el NIR es la banda de infrarrojo cercano, para el satélite Landsat 7 es la banda 4 y R es la banda de rojo, para el satélite Landsat 7 es la banda 3. El índice NDVI fue calculado en nuestro estudio por medio del uso de la calculadora raster de QGIS.

4.1.4. Emisividad de la superficie

El algoritmo de obtención del LST que usamos requiere valores prescritos de la emisividad de la superficie. Se hizo uso de la base de datos ASTER GEDv3 desarrollado por el laboratorio de propulsión a reacción de la nasa (JPL) para derivar la emisividad, esta base de datos incluye la emisividad de las 5 bandas del sensor ASTER en la región TIR (Hulley, 2015), y hace uso del algoritmo Separación Temperatura-Emisividad (TES), este algoritmo fue diseñado para hacer uso de imágenes ASTER; el algoritmo puede calcular la emisividad a partir del uso de un módulo diferencial de máximos y mínimos, el cual define una relación empírica entre el ancho de banda de emisividad mínima y la diferencia entre la emisividad máxima y mínima para estimar variables desconocidas (R. Huazhong, 2018). La base de Datos GEDv3 corresponde a un promedio de todos los datos obtenidos en un periodo de 8 años, por lo tanto, la variación de emisividad debido a los cambios en la densidad vegetal durante el año debe ser tomada en cuenta. Con este fin, aplicamos un ajuste de la vegetación usando el NDVI derivado del Landsat y un NDVI medio del aster GEDv3, usando la relación propuesta por Carlson y Ripley (T. N. Carlson, 1997):

$$FVC = \left(\frac{NDVI - NDVI_{bare}}{NDVI_{veg} - NDVI_{bare}} \right)^2 \quad (4.2)$$

Donde $NDVI_{bare}$ y el $NDVI_{veg}$ son los valores del número de pixeles del NDVI cuando se encuentra vacío y lleno de vegetales, respectivamente. Estos dos valores se fijan como $NDVI_{bare} = 0.2$ y $NDVI_{veg} = 0.86$ donde los pixeles con NDVI menores que $NDVI_{bare}$ son considerados completamente vacíos, mientras que los pixeles con un NDVI arriba de son considerados como completamente vegetado (J. C. Jimenez, 2009). Los valores de emisividad pueden entonces ser derivados usando el método vegetación-cobertura (V. Caselles, 1997):

$$\varepsilon_b = FVC\varepsilon_{b,veg} + (1 - FVC)\varepsilon_{b,bare} \quad (4.3)$$

Donde $\varepsilon_{b,veg}$ y $\varepsilon_{b,bare}$ son la emisividad de la vegetación y suelo desnudo para una banda espectral determinada b. La emisividad de las superficies con vegetación típicamente muestra poca variación en la región TIR, por esta razón, el valor lo definimos como $\varepsilon_{b,veg} = 0.99$ (Malakar, 2018). El método vegetación-cobertura fue utilizado para obtener la emisividad de la superficie para cada banda TIR de las imágenes del Landsat.

4.1.5. Recuperación del LST

4.1.5.1 Algoritmo SMW

El LST fue calculado por medio del algoritmo SMW desarrollado y usado por CM-SAF para derivar la información de los LST de imágenes satelitales. Esta técnica está basada en una relación empírica entre la temperatura de brillo TOA en un canal TIR y el LST, haciendo uso de una regresión lineal (S. C. Freitas, 2011). El modelo consiste en una linealización de la ecuación de transferencia radiativa y mantiene una dependencia explícita en la emisividad superficial:

$$LST = A_i \frac{Tb}{\varepsilon} + B_i \frac{1}{\varepsilon} + C_i \quad (4.4)$$

Donde T_b es la temperatura de brillo TOA en la banda TIR, y ϵ es la emisividad de la superficie en esa misma banda. Los coeficientes del algoritmo A_i , B_i , y C_i son determinados a partir de regresiones lineales de simulaciones de transferencia radiativa realizado para 10 clases de TCWV ($I = 1, 2, \dots, 10$) entre 0 a 6 cm en pasos de 0.6 cm y donde los valores TCWV arriba de 6 cm son asignados a la última clase (Sofia L. Ermida, 2020). Para la obtención de los coeficientes de la ecuación (4.4) se utilizó la base de datos de entrenamiento de perfiles globales para recuperaciones de regresión por satélite con estimaciones de la temperatura superficial y la emisividad recopilada por Eva E. Borbas (J.P. Martins, 2016).

4.1.5.2. Cadena de procesamiento del algoritmo Landsat_SMW_LST

Los valores de LST se producen por medio del uso del algoritmo descrito en la sección 4.1.5.1, por medio del uso de las bases de datos descritas en la sección 4.1.2. El código fue compilado en JavaScript por (Sofia L. Ermida, 2020) como un código de fuente abierta y esta disponible en los repositorios GEE o Github respectivamente:

- https://github.com/sofiaermida/Landsat_SMW_LST
- https://code.earthengine.google.com/?accept_repo=users/sofiaermida/landsat_smw_lst

El flujograma para generar el LST utilizando el algoritmo se muestra en (Figura. 18). Como primer paso se seleccionan el intervalo de fechas a utilizar, la versión del satélite, en nuestro caso es el Landsat 7; la zona de estudio a procesar y una bandera del NDVI la cual indica si se desea aplicar la corrección basada en NDVI a la emisividad. En base a esta información, el módulo Landsat_LST, carga la información respectiva de TOA (BT) y reflectancia de la superficie (SR). A estos valores se les aplica una máscara de nubes por medio de las bandas de información de calidad. Por cada imagen de TOA, dos valores de tiempos de análisis TCWV NCEP son seleccionados e interpolados al tiempo de observación de Landsat (NCEP_TPW).

Simultáneamente, se utilizan los datos de SR para calcular el NDVI (`compute_NDVI`), que luego se convierte en valores FVC como se describió en la sección 4.1.4. Estos valores de FVC se utilizan junto con los valores de emisividad de ASTER para obtener la emisividad Landsat correspondiente (`compute_emissivity`). Por último, se aplica el algoritmo SMW a la TOA de la banda TIR de Landsat (`SMWalgortihm`) (Sofia L. Ermida, 2020).

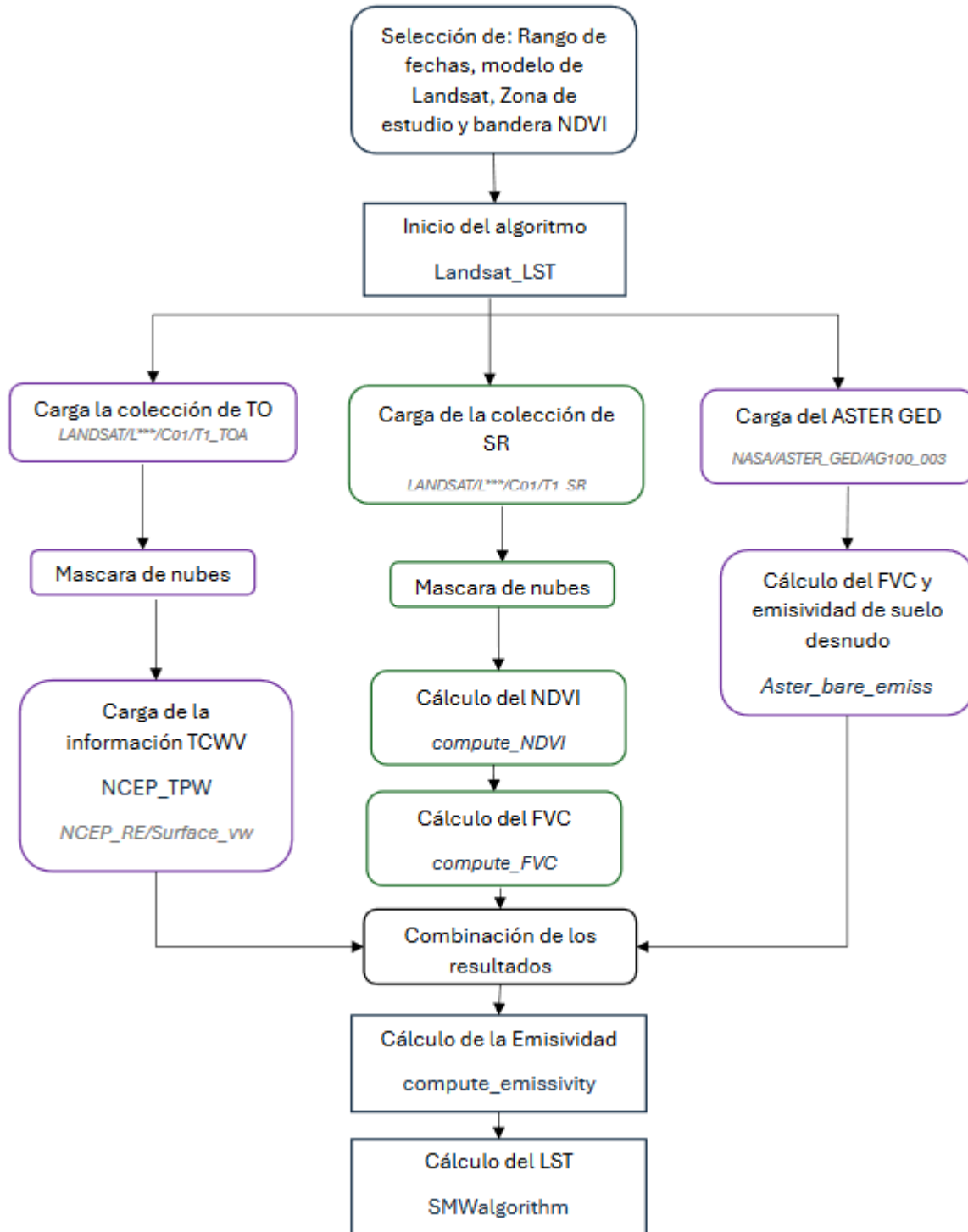


Figura. 18. Flujograma del algoritmo Landsat_SMW_LST. El texto azul indica funciones codificadas en módulos. El texto gris indica bases de datos en GEE utilizadas en el algoritmo (Sofía L. Ermida, 2020).

4.2 Recuperación del flujo de calor y de la tasa de descarga de calor (HDR)

4.2.1. Flujo de calor radiativo (RHF)

La pérdida total de calor o tasa de descarga de calor (HDR), medida en watts, es la suma de la pérdida de calor conductiva, convectiva y radiativa en volcanes o campos geotérmicos sin considerar efectos solares. Debido a que una imagen satelital solo puede ser usada para estimar la parte radiativa de la pérdida de calor, se utilizaron datos infrarrojos térmicos del sensor ASTER para el cálculo del flujo de calor radiativo (RHF) en W/m^2 usando la ecuación de Stefan-Boltzmann en la zona más activa del volcán Ilamatepec (B. Mia Y. F., 2012). Dado que el suelo en una zona térmicamente activa no es un radiador ideal o un cuerpo negro y el calor por ende se irradia a sus alrededores más fríos los cuales se encuentra a una temperatura ambiental simbolizada como T_a , El RHF neto puede definirse como (B. Mia Y. F., 2019):

$$Q = \sigma \varepsilon (T_s^4 - T_a^4) \quad (4.5)$$

Donde Q es RHF, σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.6703 \times 10^{-8} W/m^2 K^4$), ε es la emisividad, T_s es la temperatura de la superficie o la temperatura del cuerpo caliente, y T_a es la temperatura ambiental de la zona de estudio. Para calcular los resultados de esta ecuación se utilizará la calculadora raster del procesador QGIS (Figura. 14).

4.2.1. Cálculo de la pérdida total de calor radiativo (RHL)

Para poder estimar la pérdida total de calor radiativo (RHL) de nuestra zona de estudio todos los valores en pixeles positivos de RHF fueron multiplicados por el área de pixeles que ocupan. Para calcular el área ocupada por los diferentes valores de RHF obtenidos se hizo uso de la herramienta de reclasificación por tabla del procesador QGIS la que nos permite dividir los valores de RHL obtenidos en función de una tabla de valores predeterminada (Figura. 19).

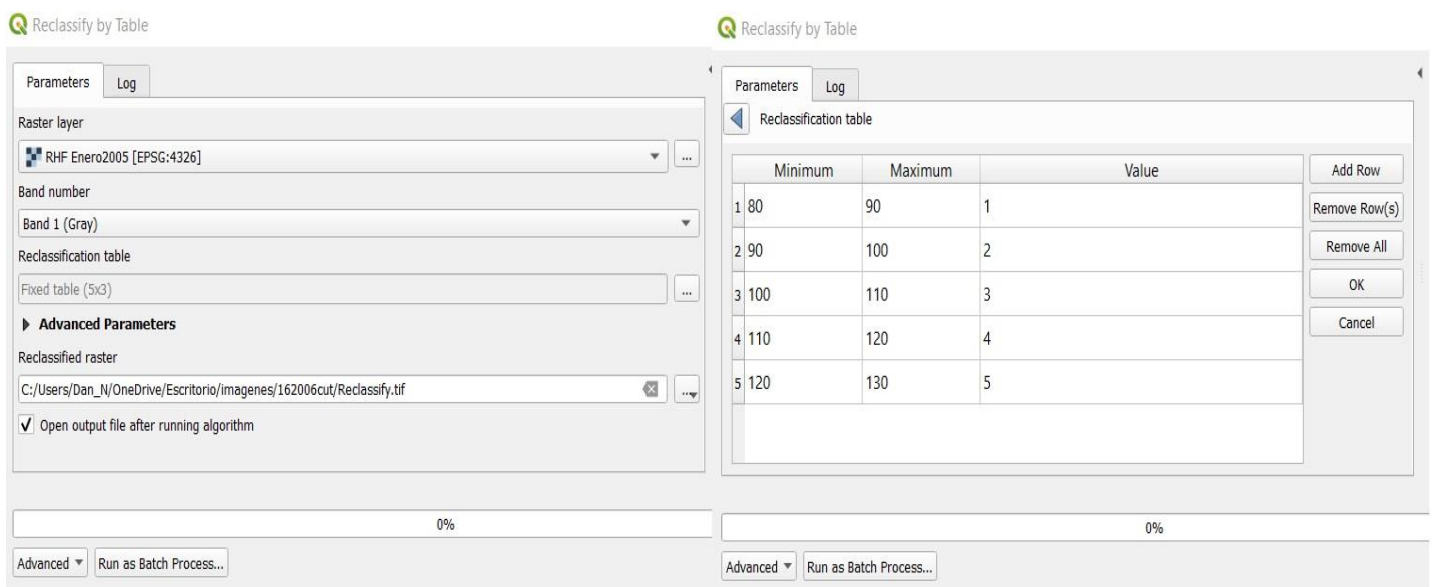


Figura. 19. Función de reclasificación del programa QGIS.

Una vez aplicada esta función se obtuvieron los diferentes números de pixeles que ocupan los rangos prestablecidos, los cuales al ser multiplicados por el tamaño de celda de la imagen satelital nos permiten obtener estimaciones del área que cubren los diferentes rangos de valores de RHF en nuestra zona de estudio.

4.2.2. Cálculo de la Perdida de calor total

La pérdida de calor total consiste en la pérdida de calor conductiva, convectiva y radiativa de todas las zonas térmicas, unidas por una relación entre estas tres vías de pérdida de calor. Tomando esto en cuenta, se propuso un HDR general para nuestra zona de estudio de

enero del 2005 a enero del 2006, basándonos en el coeficiente de relación (6.49 o alrededor del 15%) entre el flujo de calor radiativo y el HDR en las zonas térmicas recopiladas en este trabajo (Harris, 2009).

Capítulo 5

5.1. Resultados

5.1.1. Resultados de los métodos cartografiado de las alteraciones hidrotermales utilizando imágenes del satélite Landsat 7 ETM+

La alteración hidrotermal antes, durante y después de la erupción del volcán Ilamatepec fue explorada y cartografiada usando imágenes satelitales del Landsat 7 ETM+. La zona de alteración está compuesta por el entorno geológico y la actividad térmica en la zona de estudio

5.1.1.1. Resultados del método de Compuesto de color

En este caso, el método de compuesto de color utiliza tres colores aditivos (RGB) para graficar las bandas multiespectrales de las imágenes del Landsat 7, donde la respuesta espectral de los tipos de cubierta vegetal, agua, roca o minerales fueron indicados usando su máximo valor de reflectancia. Para el Landsat 7 ETM+ la combinación de bandas para el método de compuesto de color de R:G:B son 7:2:4 donde el azul muestra las áreas con vegetación, un verde rojizo más brillante para los minerales de arcilla alterada definiendo la zona hidrotermalmente alterada del volcán Ilamatepec (Fig. 20A), y la combinación denominada como falso compuesto de color R:G:B, en el satélite Landsat 7 ETM+, utiliza las bandas 7:4:2 muestra el color verde para áreas vegetadas, y las áreas con un azul-rojizo brillante que indica la región hidrotermalmente alterada o lo zona más activa del volcán (Fig. 20B).

Como se puede observar claramente, a pesar de que el método de compuesto de color es un método rápido y sencillo, carece de detalles específicos como para trazar los bordes determinados para los diferentes tipos de alteración. Solo se obtiene información general. A pesar de sus limitaciones el concepto de este método constituye sin duda la base de los diferentes métodos de exploración hidrotermal.

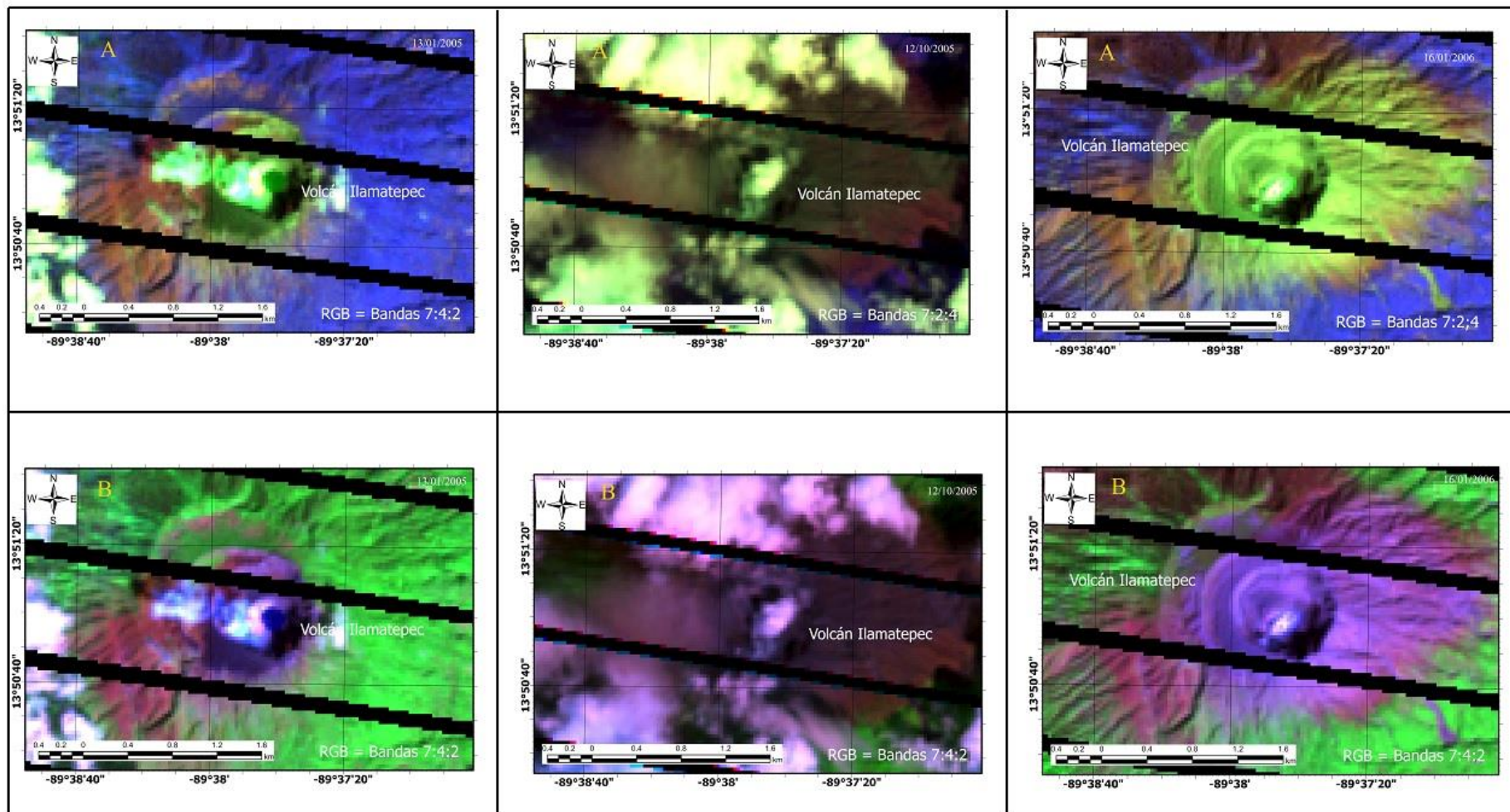


Figura. 20. Alteración hidrotermal en el cráter del volcán Ilamatepec identificado por medio del uso de la técnica de compuesto de color. En los paneles A la alteración es indicada por un color verde-rojizo y en los paneles B es indicada por un color azul-rojizo

5.1.1.2. Resultados del método de relación de bandas

En base a las propiedades de absorción espectral, las relaciones de banda 3/1, 5/7 y 5/4 son típicamente utilizados para mapear óxidos de hierro, hidroxilos y óxidos ferrosos respectivamente (B. Mía Y. F., 2012). La relación de Abrams (R:G:B = 5/7:3/2:4/5) muestra los minerales de arcilla alterada en tonos de verde claro a verde, mientras que los óxidos de hierro aparecen en tonos morados y la vegetación en la zona es el color magenta alrededor del cráter del Ilamatepec (Fig. 21). Usando la relación Chica-Olma (R:G:B = 5/7, 5/4, 3/1), Las áreas verdes corresponden a los óxidos de hierro, rojo para la vegetación y cian para minerales de arcilla alterada en nuestra área de estudio (Fig. 22). Por último, se aplicó la relación de Kaufmann (RGB = 7/4, 4/3, 5/7) las cuales muestra un color rojizo para las regiones hidrotermalmente alteradas y cian para la vegetación en las zonas más activas del volcán Ilamatepec (Fig. 23).

En los resultados de la exploración hidrotermal a través del método de relación de bandas se puede observar un patrón significativo de incremento en la zona, donde en enero del 2005, antes de la erupción se observa una cobertura principalmente cubriendo el cráter del Ilamatepec y su región sureste. En contraste, se observa una alta presencia de alteraciones hidrotermales que cubren el cráter y sus alrededores, extendiéndose principalmente hacia el este del cráter. Cabe destacar que las cartografías del mes de octubre muestran patrones erráticos debido a la actividad en la zona por su proximidad a la erupción, ya que fueron tomadas solo 10 días después de la erupción.

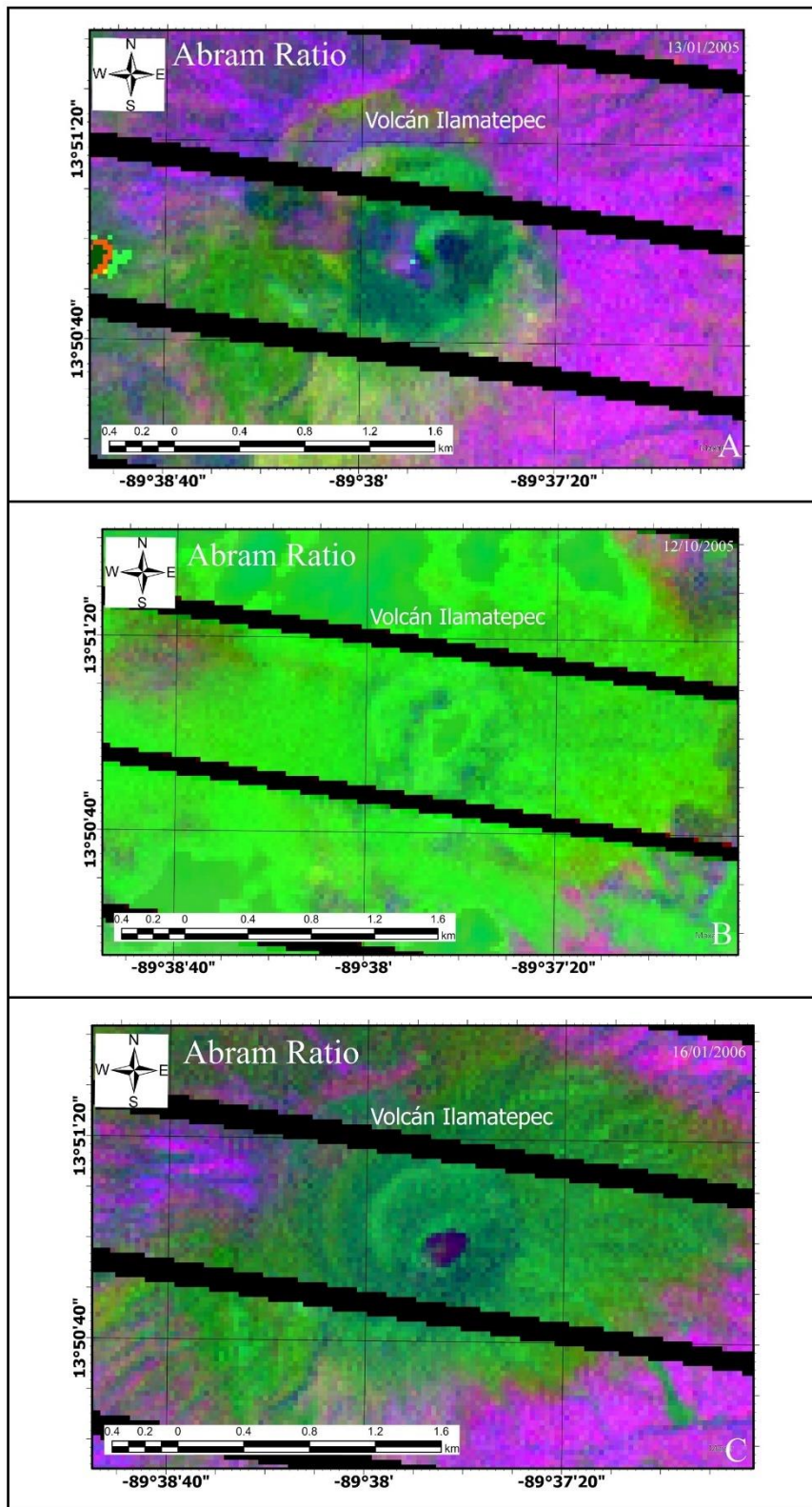


Figura. 21. Mapa de Alteraciones hidrotermales utilizando la relación de Abram donde el panel A fue tomado el 13/01/2005, B es del 12/10/2005 y C del 16/01/2006

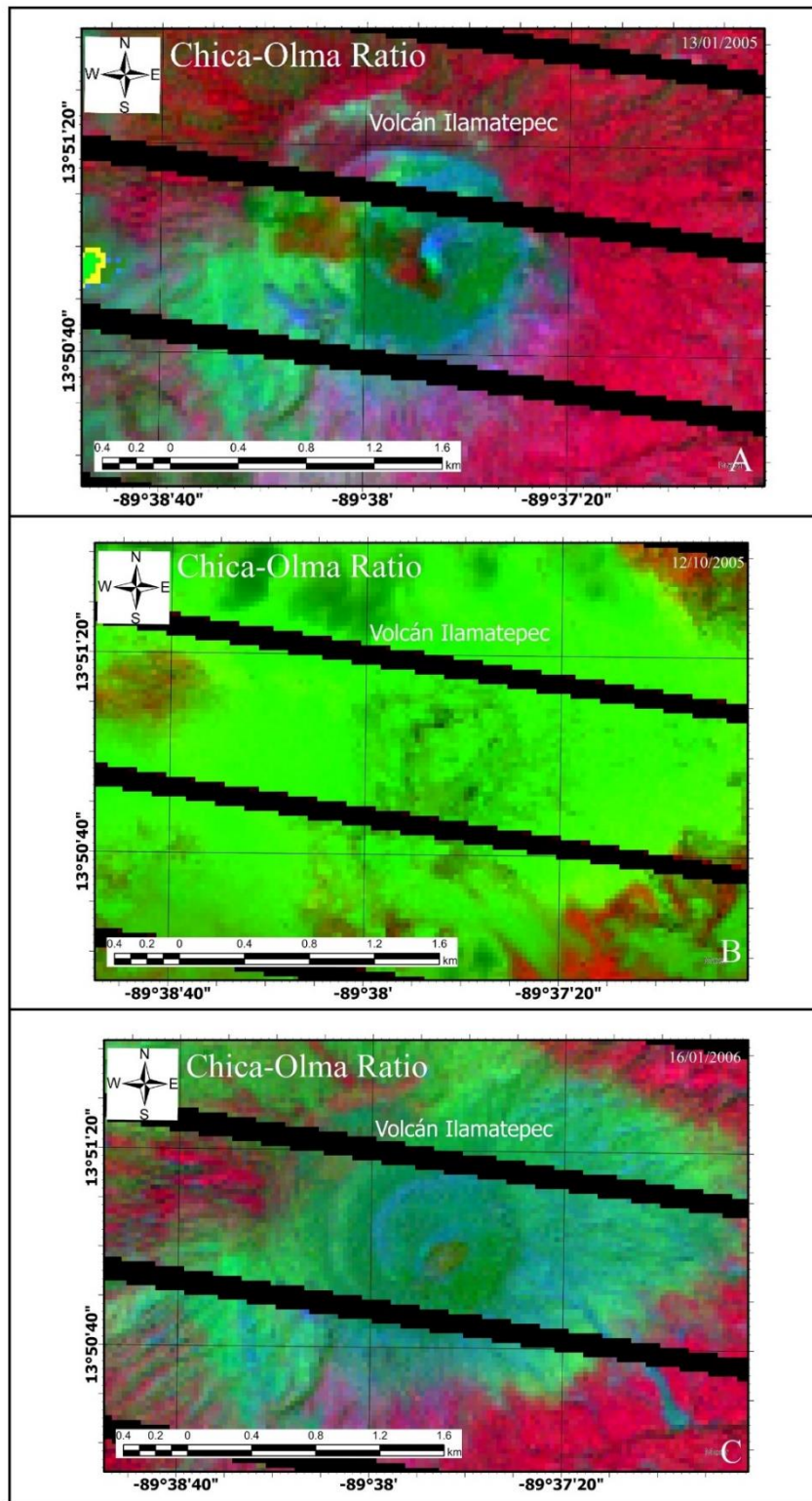


Figura. 22. Mapa de alteraciones hidrotermales utilizando la relación de Chica-Olma donde el panel A fue tomado el 13/01/2005, B es del 12/10/2005 y C del 16/01/2006

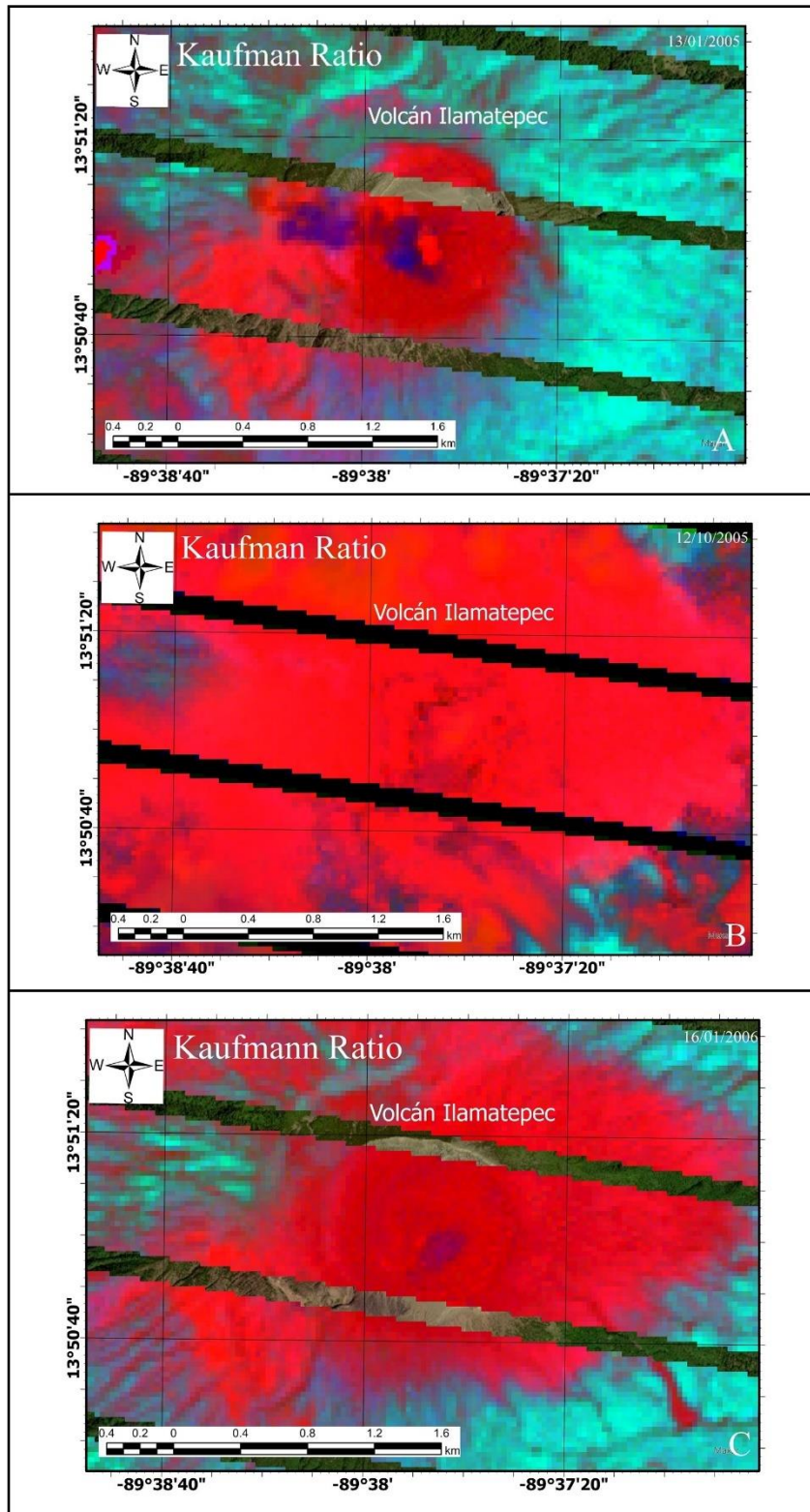


Figura. 23. Mapa de alteraciones hidrotermales utilizando la relación de Kaufmann donde el panel A fue tomado el 13/01/2005, B es del 12/10/2005 y C del 16/01/2006

5.1.1.3. Resultados del método de Análisis de componentes principales

PCA es una técnica de transformación de componentes principales utilizada para reducir la dimensionalidad de los datos multispectrales correlacionados. Esta técnica fue aplicada a las 7 bandas del satélite Landsat 7 ETM+ a la imagen del 16 de enero 2006 del área de estudio (Tabla 3). El PC1 es de aproximadamente 52.7038% del valor propio de la varianza total de los datos PCA. Las cargas del vector propio para PC3 indican que está dominado por vegetación, la carga negativa de la banda 4 en este componente principal (PC) (-0.26075) indica que los pixeles de vegetación serán oscuros en la imagen de este PC. Dado que las cargas de los vectores propios de la banda 1 y la banda 3 en el PC6 de la (Tabla. 3) se puede predecir que los óxidos de hierro se distinguirán por los pixeles oscuros en este PC. Por otro lado, Los minerales que contienen hidroxilos se representan como pixeles oscuros en la PC5 debido a que la contribución es positiva en la banda 5 y negativa en la banda 7 en este PC.

Tabla 3. Análisis de componentes principales de 7 bandas ETM+ de la zona del volcán Ilamatepec

Análisis de componentes principales para aplicado a siete bandas

<i>Componente principal</i>	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Banda 6	Banda 7	Valor propio %
<i>PC1</i>	-0.09754	0.28655	0.35346	-0.43952	0.75225	-0.08813	-0.12889	52.7038
<i>PC2</i>	-0.05922	0.3296	0.30533	-0.3349	-0.31827	0.27597	0.71064	41.3763
<i>PC3</i>	-0.11407	0.39027	0.23546	-0.26075	-0.54013	-0.02372	-0.64726	3.6651
<i>PC4</i>	0.95306	0.16253	0.20211	0.06243	-0.01427	-0.14242	-0.00446	1.7669
<i>PC5</i>	0.17709	0.3728	-0.6886	-0.20069	0.13186	0.5354	0.10574	0.2934
<i>PC6</i>	-0.16623	0.58957	0.15898	0.755	0.13596	0.10265	0.10574	0.1342
<i>PC7</i>	-0.0815	0.37942	-0.4314	-0.11165	-0.07078	0.77333	0.21858	0.0604

Si se reduce el número de canales de entrada para evitar un contraste espectral determinado, aumentarían las posibilidades de definir un PC único para una clase de mineral específica. La transformación de componentes principales (PCT) de las bandas 1,4,5,7 se muestra en (Tabla. 4). Las bandas 2 y 3 fueron omitidas deliberadamente para evitar cartografiar minerales de óxido de hierro, cabe señalar que la banda 2 o la banda 3 podrían sustituir a la banda 1 en esta transformación sin afectar el resultado. De acuerdo con el proceso de razonamiento descrito en la sección 3.2.5, podemos predecir que PC1 es la imagen del albedo, PC2 describe el contraste entre el infrarrojo de onda corta (SWIR) y la región visible, PC3 es la vegetación y PC4 destaca los minerales que contiene hidroxilo como pixeles oscuros (Figura. 24B). La metodología usada para la cartografía de hidroxilos mediante PCA en las bandas 1, 4, 5 y 7 consiste en examinar las cargas de los vectores propios de las bandas 5 y 7, en las imágenes de PC3 y PC4. La imagen de PC que mejor discrimina los minerales portadores de hidroxilo es aquella con una carga de vector propio alta o moderada, independientemente del signo, para la banda 7 y una carga de vector propio alta o moderada de signo opuesto para la banda 5 (Tabla 4).

Tabla 4. Análisis de componentes principales para la cartografía de hidroxilos del volcán Ilamatepec.

<i>Carga de vectores propios para la cartografía de hidroxilos</i>					
<i>Componente Principal</i>	Banda 1	Banda 4	Banda 5	Banda 7	Valor Propio (%)
<i>PC1</i>	-0.04349	0.44342	0.65723	-0.25815	73.8956
<i>PC2</i>	0.96926	-0.12084	0.15594	0.14699	22.7043
<i>PC3</i>	0.24189	0.5946	-0.47626	-0.60093	3.1237
<i>PC4</i>	-0.01125	0.65972	-0.51836	0.74205	0.2764

La fila PC4 de la (Tabla 4), con una carga positiva fuerte para la banda 7 (0.74205) y una carga negativa moderada para la banda 5 (-0.51836), puede considerarse una imagen “H” del volcán Ilamatepec (Figura. 24B).

La PCT en las bandas 1, 3, 4 y 5 del área de estudio se presentan en (Tabla 5). Los PC pueden interpretarse como el albedo en el PC1, vegetación en el PC2, Infrarrojo (IR) visible en el PC3, y minerales de óxido de hierro reflejados como pixeles oscuros en el PC4 (carga de vectores propios para la banda 4 = -0.78829 y para la banda 5 = 0.45195). Esta imagen de PC puede considerarse como una imagen (F) de la zona de estudio y fue negada para mostrar los óxidos de hierro como pixeles brillantes (Figura. 24A). Las reglas para la cartografía del óxido de hierro son similares a las de la cartografía del hidroxilo.

Tabla 5. Análisis de componentes principales para la cartografía de óxidos de hierro del volcán Ilamatepec.

Carga de vectores propios para la cartografía de óxidos de hierro

<i>Componente Principal</i>	Banda 1	Banda 3	Banda 4	Banda 5	Valor Propio (%)
<i>PC1</i>	-0.04811	0.50483	0.47435	0.7196	65.847
<i>PC2</i>	-0.04659	0.66349	0.31571	-0.67671	26.819
<i>PC3</i>	0.969	-0.07722	0.23219	-0.0341	6.951
<i>PC4</i>	0.23781	0.54677	-0.78829	0.45195	0.382

5.1.1.4. Resultados de las técnicas de Crosta

Por medio del uso de las técnicas de Crosta, la información que contienen las imágenes previamente definidas como Hidroxilo (H) y Óxido de Hierro (F) fueron usadas para generar un mapa donde se puedan observar las concentraciones de estos minerales anómalos en la nuestra zona de estudio (B. Mia Y. F., 2012). Se aplico entonces la técnica de Crosta previamente definida como la relación H:H + F:F como una combinación del R:G:B la cual produjo una imagen compuesta donde se observan las zonas con alteraciones con un color morado brillante y un color carmesí oscuro en el cráter y los alrededores del volcán Ilamatepec (Fig. 24C).

De estos mapas de análisis de componentes principales es evidente que los depósitos de hidroxilos y óxidos de hierro alterados eran abundantes cerca del cráter del volcán en conjunto con pequeñas áreas tenidas de hierro y agilizada durante el periodo de post erupción.

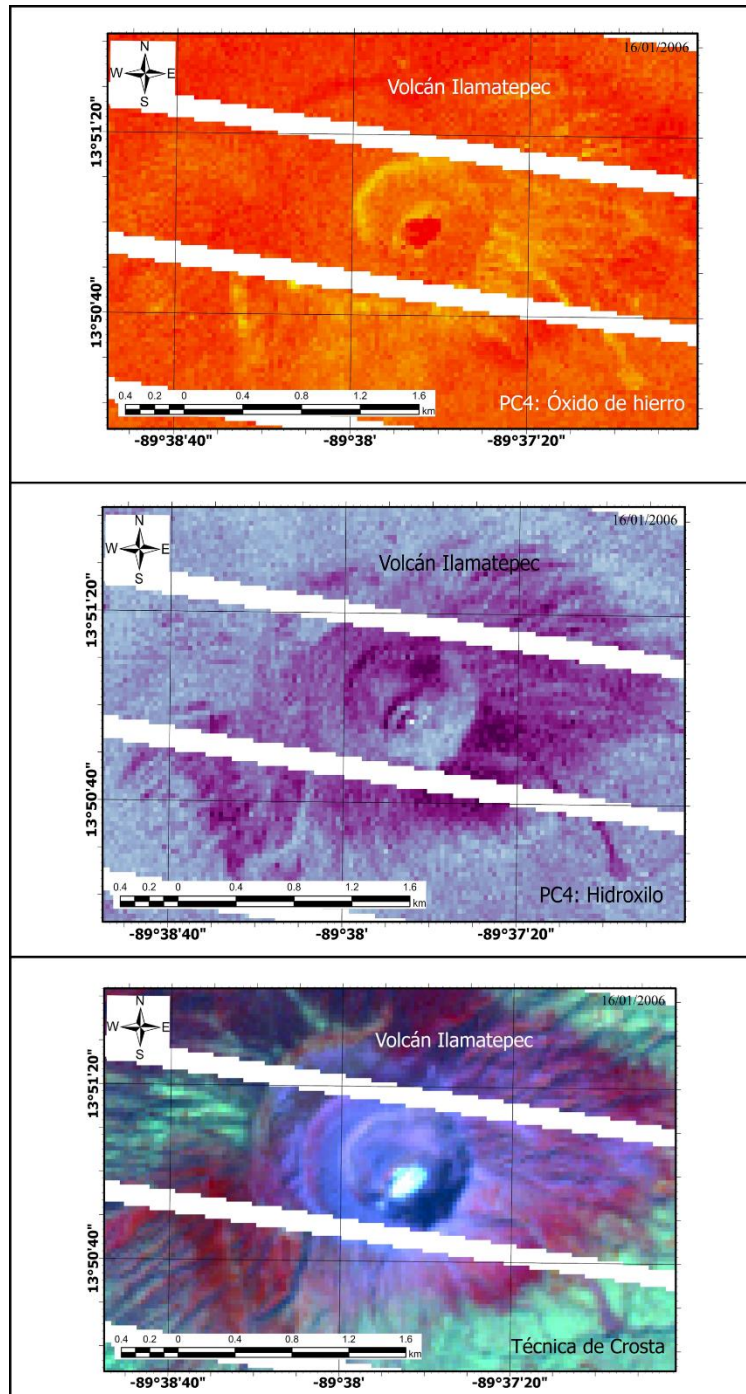


Figura. 24. Mapeo de las alteraciones hidrotermales en el volcán Ilamatepec por medio del análisis de componentes principales PCA donde A muestra los minerales del Óxido de Hierro como pixeles brillantes, B muestra los minerales de hidroxilo como pixeles oscuros y C muestra las alteraciones como color púrpura y carmesí oscuro obtenidas por medio de las técnicas de Crosta.

5.1.2. Monitoreo de la Perdida de calor

5.1.2.1 NDVI

El NDVI fue calculado para las fechas del estudio las cuales fueron: enero 2005, octubre del 2005 y enero del 2006. Los valores de NDVI obtenidos oscilaron entre rangos de -1 a +1, donde los valores positivos se refieren a una vegetación más sana y los valores menores y/o negativos se refieren a suelo desnudo, humedales o cuerpos de agua (Fig. 25). El mapa temático del NDVI para enero del 2005, antes de la erupción, muestra como la zona de estudio estaba cubierta por vegetación con excepción del cráter del Ilamatepec (Fig. 25A). Después de la erupción ocurrida el primero de octubre del 2005 la vegetación en y alrededor de la cumbre del volcán desapareció o fue cubierta por ceniza extendiéndose al este, donde según los registros de la época detallan que fue la dirección de la nube de ceniza expulsada por el volcán (Fig. 25B). Para la última fecha de observación, en enero 16 del 2006, se observó un mayor número de tierra desnuda o cubierta por ceniza en la zona de estudio donde se puede observar las secuelas de la erupción en la región (Fig. 25C).

5.1.2.2. Emisividad

Los valores de emisividad obtenidos oscilan en rangos de 0.99 a 0.92, idealmente una vegetación saludable tiene una emisividad de 0.99 y los cuerpos de agua de 0.96. Sin embargo, obtuvimos valores de emisividad tan bajos como 0.92 sobre cuerpos de agua y zonas del cráter debido a que partes del cráter y alrededores del volcán fueron cubiertas por ceniza húmeda tras la erupción (Fig. 26)

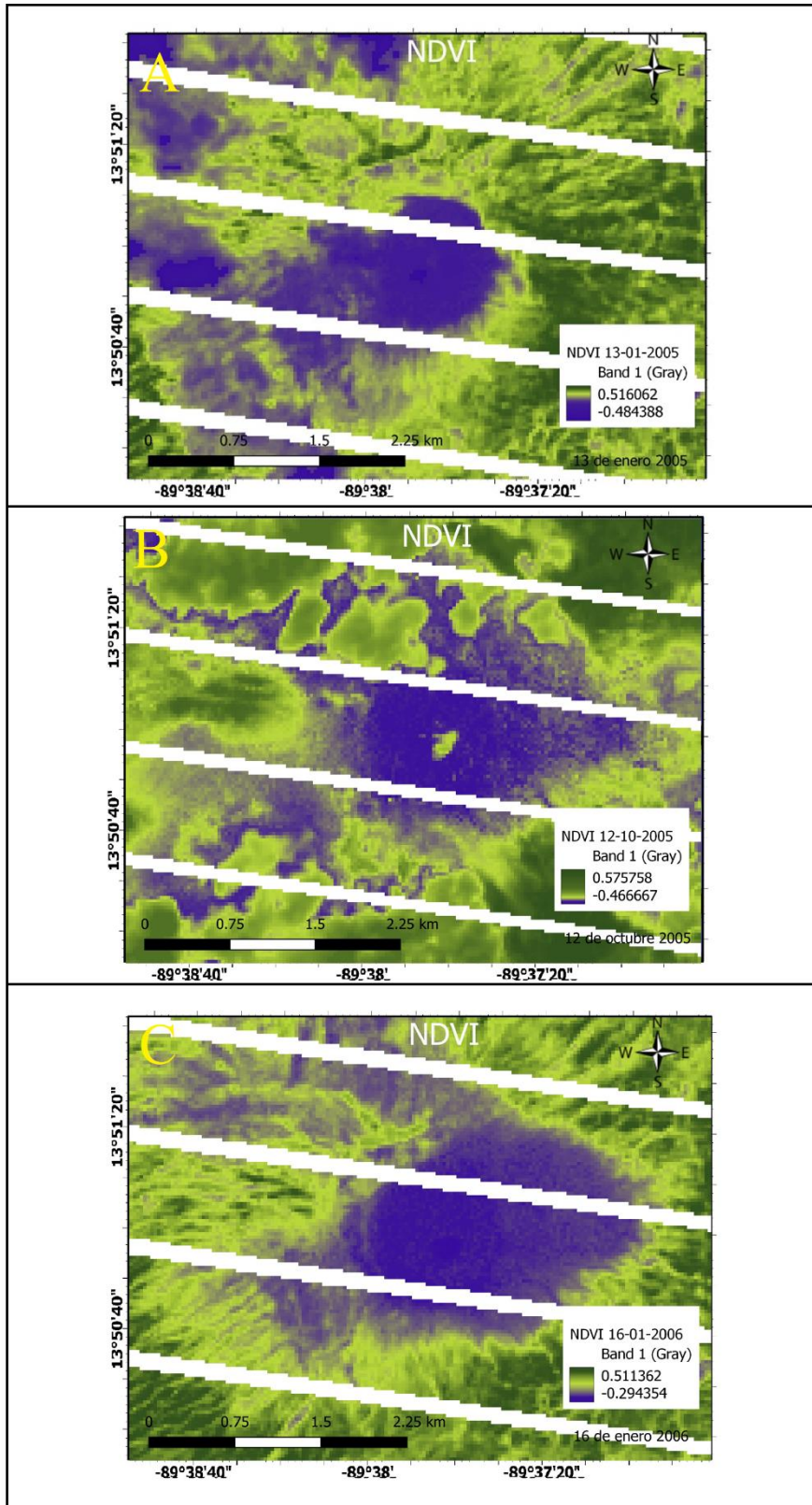


Figura. 25. Mapeo del volcán Ilamatepec usando el NDVI, donde la imagen del panel A fue tomada el 13 de enero del 2005, B el 10 de octubre del 2005 y C el 16 de enero del 2006

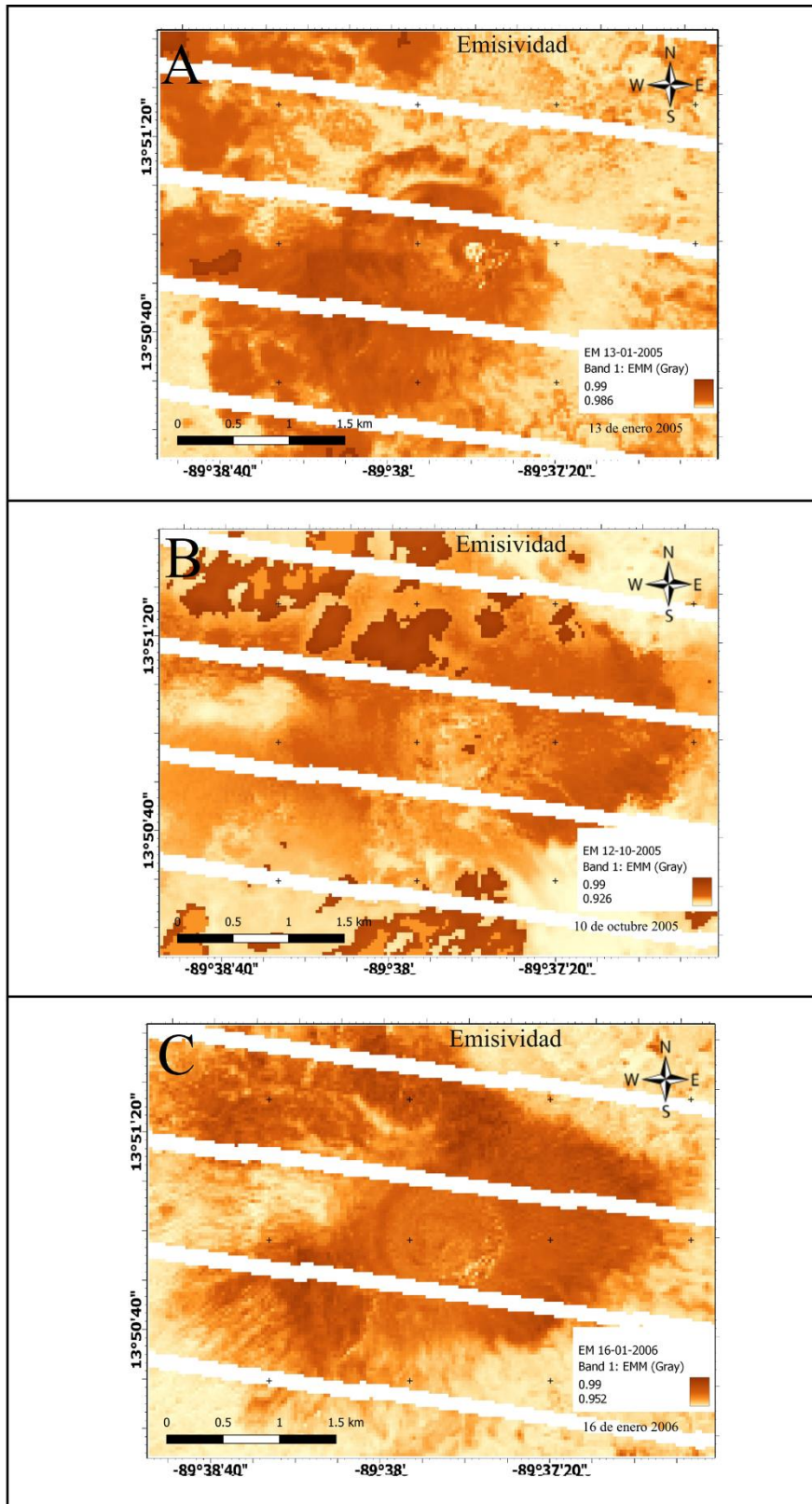


Figura. 26. Valores de la emisividad en el área de estudio donde la imagen del panel A fue tomada el 13 de enero del 2005, B el 10 de octubre del 2005 y C el 16 de enero del 2006

5.1.2.3 LST

LST es un parámetro clave en el cálculo del flujo de calor de volcanes activos o fumarolas, por esta razón se hizo uso del algoritmo Landsat_SMW_LST una vez obtenidos los valores de la emisividad y NDVI, para calcular los valores del LST del área de estudio para las fechas definidas entre 2005 y 2006. LST anómalos fueron obtenidos del cráter del Ilamatepec durante las fechas establecidas (Fig. 27). Durante este periodo, el volcán Ilamatepec erupcionó el primero de octubre del 2005. El periodo de inestabilidad volcánica comenzó un año antes el 21 de septiembre del 2004 donde ocurrió la primera alerta térmica (1.6 MW), esta fase de inestabilidad térmica persistió por alrededor de un año, Coexistiendo con actividad sísmica anómala. La más alta anomalía térmica del LST, fue observada el 13 de enero del 2005 en el lago del cráter (Fig. 27A). En este estudio, los valores máximos de LST fueron registrados el 10 de octubre del 2005, 11 días después de la erupción (Fig. 27B). Se observó una anomalía térmica entre 35 a 37 grados Celsius presente en la región más activa del cráter en las imágenes del 13 de enero del 2005 y 10 de octubre del 2005 (Fig. 27), pero declinó para el 16 de enero del 2006 donde se obtuvieron valores de LST de 32 grados Celsius (Fig. 27C).

5.1.2.4. Perdida de calor radiativo

El componente de pérdida de calor radiativo, definido como RHF, se estimó haciendo uso de la ley de flujo del calor de Stefan–Boltzmann para la cual se utilizaron los valores de LST obtenidos del algoritmo Landsat_SMW_LST y valores de temperatura ambiental de la fecha los cuales fueron obtenidos de la estación meteorológica Los Andes (13.88N, -89.65E, 1770 m.a.s.l.) la cual se encuentra a 4 km del volcán de Santa Ana, que abarca el periodo de 2005 a 2006 (Fig. 28) (Tabla) (Anna. Colvin, 2008).

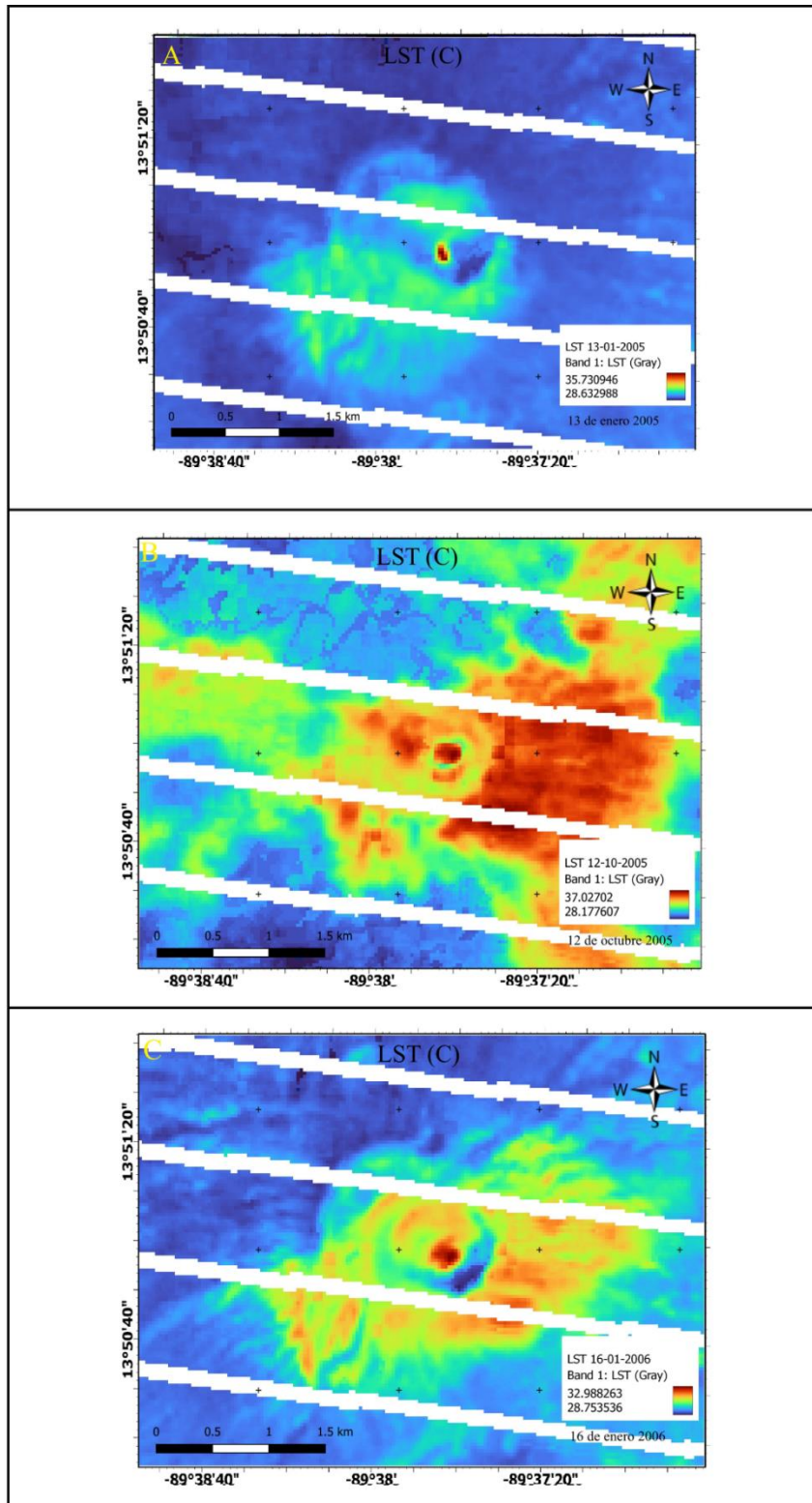


Figura. 27. Temperatura superficial de la tierra (LST) en el volcán Ilamatepec en el periodo de estudio del 2005 a 2006.

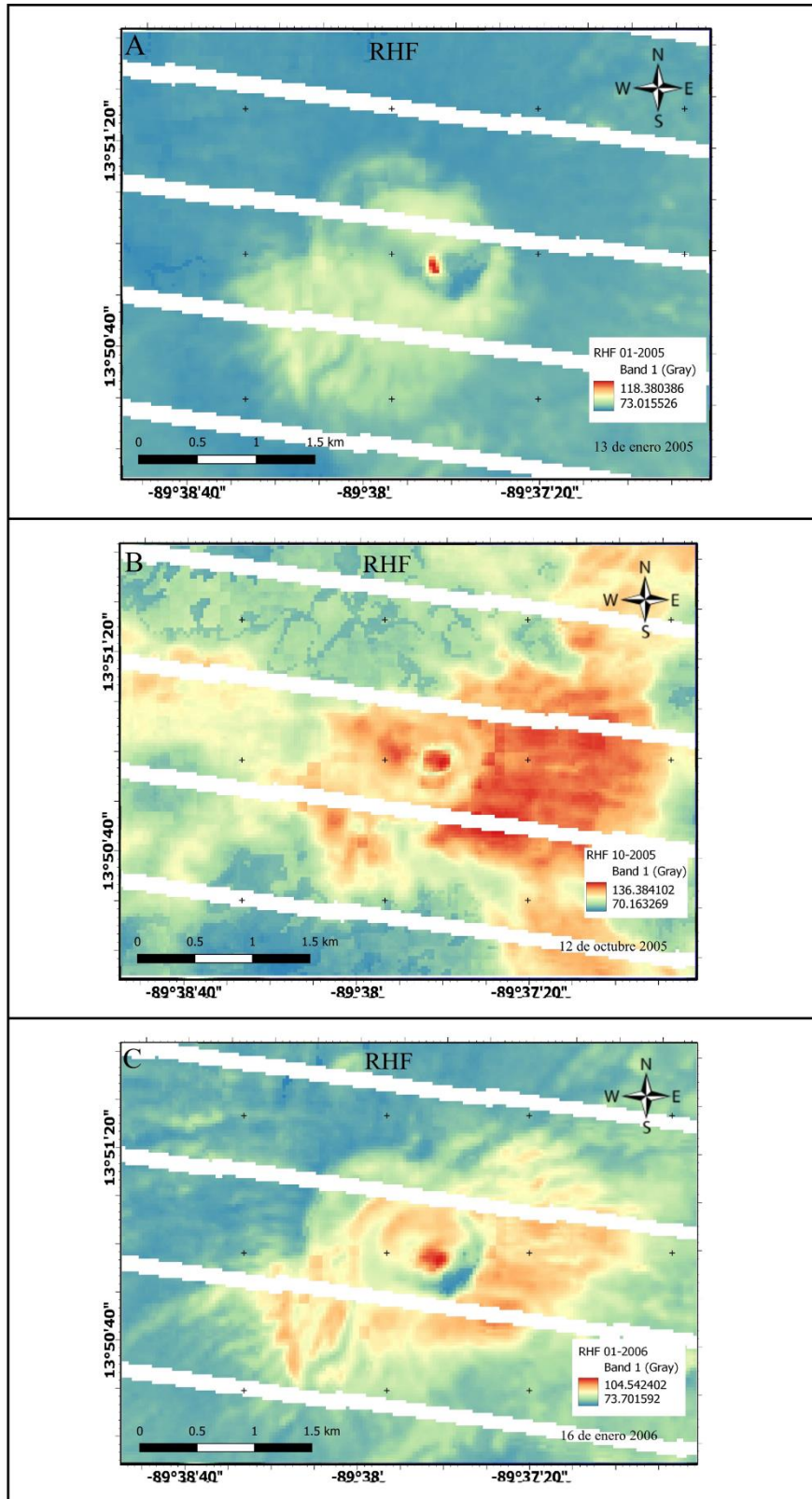


Figura. 28. Flujo de calor radiativo (RHF) en el volcán Ilamatepec durante las fechas de estudio del 2005 al 2006

El valor positivo más alto del RHF estimado del volcán Ilamatepec de las 3 fechas estudiadas fue de 136 W/m^2 con fecha de 10 de octubre del 2005. Los valores máximos de RHF para las otras dos fechas fueron de 118 y 104 W/m^2 para las fechas de 13 de enero del 2005 y 16 de enero del 2006 respectivamente (Figura. 29).

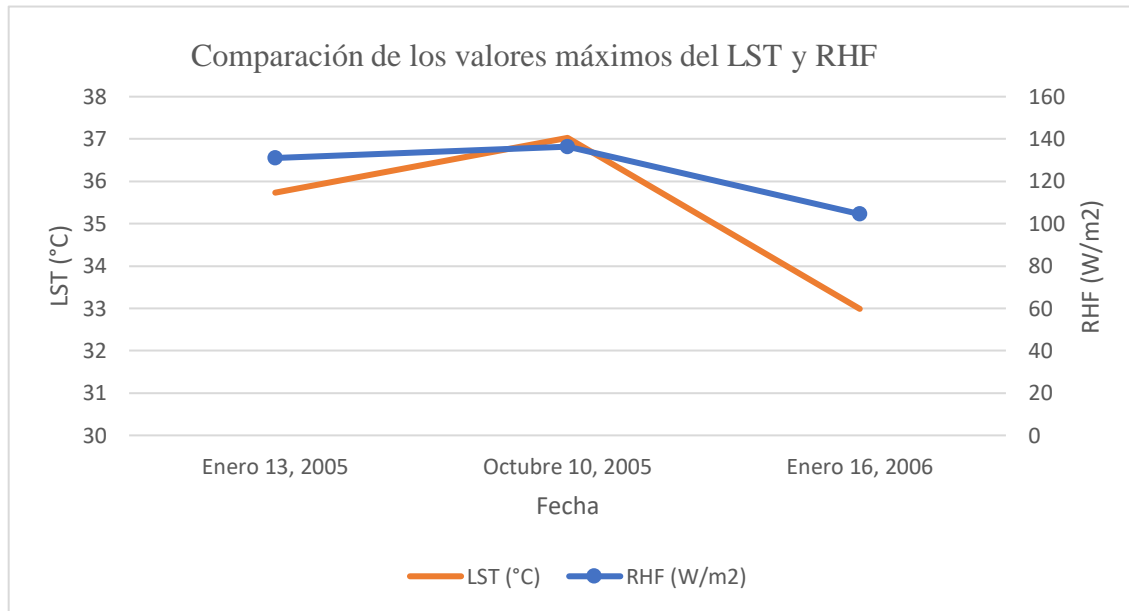


Figura. 29. Comparación de los valores máximos obtenidos de la temperatura superficial LST y el flujo de calor radiativo (RHF) en el cráter del Ilamatepec durante nuestro periodo de estudio de enero 2005 a enero 2006.

5.1.2.5. Pérdida total de calor radiativa

Se propuso dividir los valores de RHF obtenidos en rangos de valores de acuerdo con los resultados obtenidos (Tabla 6) para evaluar de mejor manera los patrones de anomalías alrededor del cráter (Fig. 30). Esta clasificación mostro que valores de RHF moderado cubrieron la mayor parte del área en el periodo de estudio y los valores altos de RHF cubrieron un área relativamente baja de la zona total estudiada (Fig. 30).

Tabla 6. Tabla de valores de los diferentes rangos de RHF utilizados para calcular las áreas de cobertura del RHF en nuestra zona de estudio

Rango de RHF	Valor
80-90	1
90-100	2
100-110	3
110-120	4
120-130	5
130-140	6

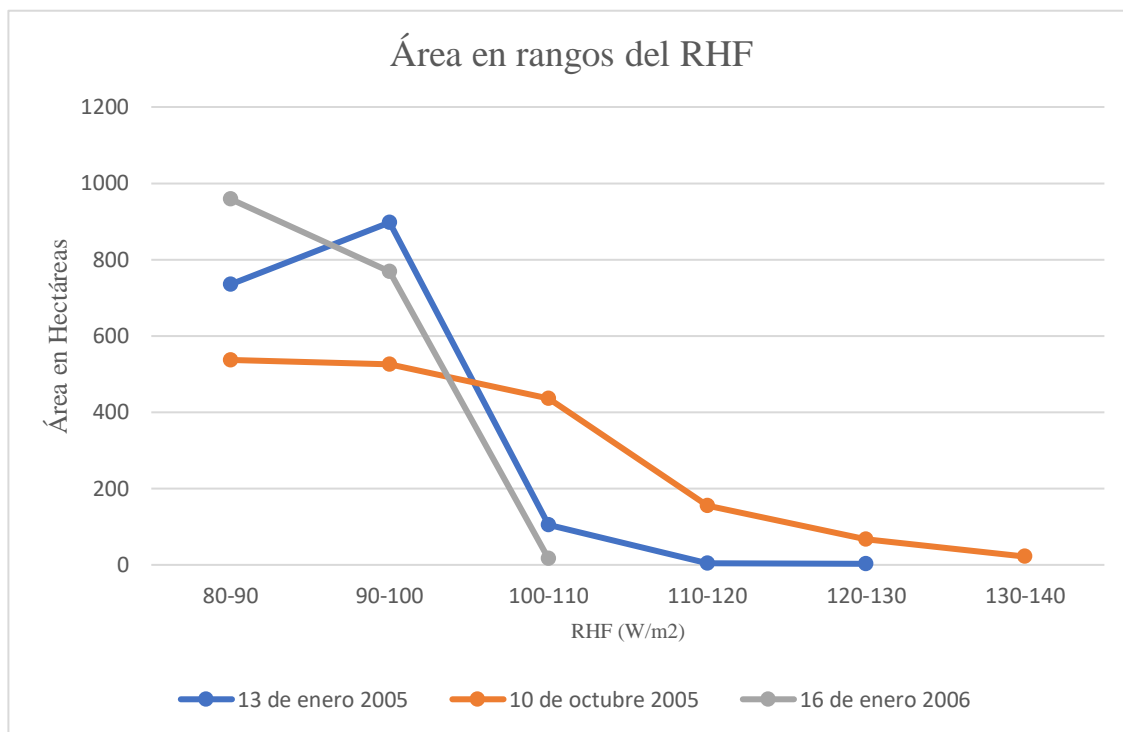


Figura. 30. Áreas anómalas de flujo de calor radiativo (RHF) en la zona del cráter del volcán Ilamatepec durante el 2005 a 2006.

Los valores de RHL obtenidos en el cráter del volcán Ilamatepec durante el periodo de investigación muestran una tendencia de incremento constante durante la primera mitad del periodo de estudio llegando a un valor máximo de 29 MW para la fecha de 10 de octubre del 2005, ocurriendo justo después de la erupción ese mismo mes, luego de esta los valores de RHL descendieron para la última fecha de estudio. Los valores de RHL máximos del área de estudio

durante las fechas de: 13 de enero 2005 y 16 de enero de 2006 fueron de 3 MW y 13 MW respectivamente (Fig. 30).

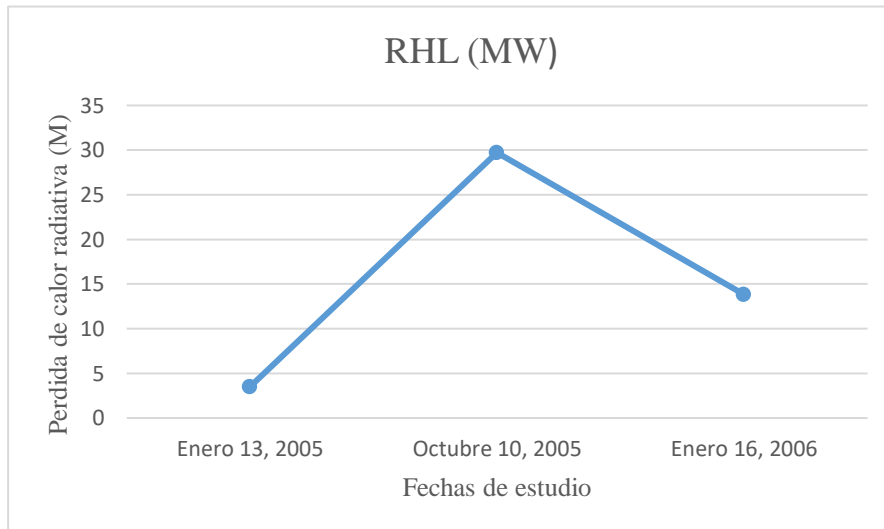


Figura. 31. Perdida de calor radiativo total (RHL) en el cráter del volcán Ilamatepec durante el periodo de estudio del 2005 a 2006.

5.1.2.6. Pérdida total de calor o tasa de descarga de calor

Los valores de HDR del cráter del Ilamatepec fueron calculados al multiplicar el RHL total por el coeficiente de la relación entre RHF y HDR previamente definido en la sección 4.2.2. como $(15\% \pm 10\%)$. Los HDR estimados en las áreas del cráter fueron 23 MW, 193 MW y 89 MW (Todos los valores $\pm 10\%$) de las fechas de 13 de enero 2005, 10 de octubre 2005 y 16 de enero 2006 respectivamente.

5.2. Resumen de resultados obtenidos

Todos los valores máximos y mínimos obtenidos de, Emisividad, LST, RHF y RHL, así como los valores utilizados de temperatura ambiental fueron recopilados en (Tabla 7).

Tabla 7. Resumen de los valores obtenidos de emisividad, LST, y perdida de calor en la zona de estudio, el cráter del volcán Ilamatepec durante el periodo de enero del 2005 a enero del 2006. Los valores de temperatura de ambiente fueron registrados en la estación meteorológica Los Andes, la cual se encuentra a 4 km al norte del volcán de Santa Ana (W. Rose M. R., 2008).

Fecha	Temperatura ambiental (°C)	Emisividad		LST (°C)		RHF (W/m ²)		RHL (MW)
		Min	Max	Min	Max	Min	Max	
Enero 13, 2005	13.65	0.986	0.99	28.6329	35.7309	85.5852	118.9614	3.5211
Octubre 10, 2005	17.89	0.926	0.99	28.1777	37.0270	82.7223	136.3841	29.7181
Enero 16, 2006	14.77	0.952	0.99	28.7535	32.9882	80.3139	104.5424	13.8043

5.3. Discusión

El objetivo base de este estudio era utilizar imágenes satelitales de los sensores Landsat 7 y Aster para explorar y monitorear las alteraciones hidrotermales y la pérdida de calor durante el periodo de erupción del volcán Ilamatepec el 2005, debido al limitado número de imágenes disponibles de la fecha y a la calidad de estas se designaron tres fechas de estudio para el periodo de investigación comenzando en el 13 de enero 2005, durante el mes de la erupción octubre 10 2005 y el 16 de enero 2006. En esta selección se consideró también utilizar imágenes donde nuestra zona de estudio no se viera afectado por el común error en las imágenes del Landsat 7 debido al fallo en el corrector de línea de barrido (SLC) el cual fallo el 31 de mayo del 2003 haciendo que el patrón de barridos muestre huecos en forma de cuna entre barrido y barrido, El ETM+ ha continuado adquiriendo datos con el SLC apagado, lo que da lugar a que en las imágenes tomadas falte aproximadamente el 22% del área normal (Taylor, 2016). Así también a través del uso de la plataforma Google Earth Engine se obtuvo la actividad térmica de la zona (TCWV, ASTER GED) para monitorear la actividad en nuestro periodo de estudio. Los productos estándares de ASTER proporcionan una resolución menor de LST (90 m) y emisividad (90 m) que los valores de LST (15m) y emisividad (15m) obtenidas en este estudio. Dado que la precisión de la estimación del LST es de gran importancia para nuestro estudio se utilizó el método de Sofia L. Ermida. (2020), el cual cuenta con un valor de error cuadrático medio de 0.67 °C (Sofia L. Ermida, 2020).

Los valores de LST, RHF y RHL tuvieron un incremento el 10 de octubre justo después de la erupción no solo en su valor sino en la zona que cubren, después de la erupción en la última fecha de estudio estos valores de decayeron drásticamente corroborando los reportes de la época

en la cual se observó una baja actividad térmica y una disminución en las emisiones de SO₂ y la sismicidad en la zona (T. Scolamacchia, 2009).

Una limitación significativa de este estudio es la falta de validación sobre el terreno debido a la considerable diferencia de años desde el evento volcánico en el volcán de Santa Ana y el presente; Así también el limitado acceso a las zonas activas del volcán como lo son el lago del cráter. Con las limitaciones actuales para la validación presencial, los datos infrarrojos térmicos ASTER nocturnos continuos podrían proporcionar una avenida para el monitoreo de la actividad térmica en el cráter del Ilamatepec, aunque dada la falta de disponibilidad de datos, también se tuvo que utilizar un número limitado de imágenes satélites en este estudio. Esta limitación puede verse superada en un futuro si se obtiene una mayor disponibilidad de datos multiespectrales en el futuro.

Capítulo 6

6.1. Conclusiones

En este estudio se utilizaron eficazmente las imágenes Landsat 7 ETM+ y una combinación de técnicas de teledetección para cartografiar los depósitos de minerales alterados hidrotermales alrededor del volcán Ilamatepec, en Santa Ana. Mediante el empleo de métodos como los compuestos de color, el análisis de relación de bandas, el análisis de componentes principales y la técnica de Crosta, se identificaron con gran eficacia minerales de hidroxilo y óxido de hierro en el volcán y sus alrededores. La distribución espacial de estos minerales alterados se delineó con un alto grado de precisión, mostrando la eficacia de la teledetección en la cartografía y detección de productos de alteración hidrotermal en la zona de estudio. El estudio resalta la importancia de los conocimientos que los métodos de teledetección pueden proporcionar para comprender los procesos geológicos y la distribución de minerales en regiones volcánicas. La combinación de varias técnicas de teledetección ha resultado decisiva para identificar y delimitar depósitos minerales específicos asociados a la alteración hidrotermal en la región estudiada.

Las técnicas de mapeo de alteraciones hidrotermales mostraron que la región más activa del volcán Ilamatepec presenta distintos aspectos de anomalías térmicas y mineralógicas (Hidroxilo y óxido). La vegetación en la zona fue cubierta por cenizas tras la erupción, lo que provocó la muerte de la vegetación en una gran parte de la zona de investigación y dio lugar a un LST más elevados en y cerca del cráter activo durante el periodo de investigación. Como resultado, el rango de NDVI fue mayor antes de la erupción de octubre. Debido a los cambios en la cobertura del suelo durante y después de la erupción, los rangos en los valores de emisividad

también cambiaron, se obtuvieron valores en rangos menores durante y después del mes que ocurrió la erupción. La anomalía más alta en los valores de LST obtenidos fue el 10 de octubre del 2005, después de la erupción en la zona del cráter activo, lo que nos sugiere que esta puede tener un valor mucho mayor durante la fecha de erupción. Los valores de LST disminuyeron de 37 °C a 32 °C, es decir la actividad térmica se redujo con el tiempo. El valor máximo de RHF obtenido en este estudio fue de 137 W/m² el 10 de octubre 2005, después de la erupción. Esta fecha también mostro como el RHF se expandió en las zonas alrededor del cráter comprobando reportes de la época en las que se nota como la ceniza volcánica se extendió por la zona este del Ilamatepec. Posteriormente en la última fecha de la investigación se observó un descenso considerable en el RHF a 104 W/m² el 16 de enero 2006. Estos valores sugieren una disminución de alrededor del 25% en RHF (max) desde el momento de la erupción el 2005 a enero del 2006; Los valores de RHL totales igualmente se redujeron en un 53% en este mismo periodo de tiempo. En general, la actividad térmica basada en los valores máximos de LST y RHF, así como los valores totales de RHL Y HDR disminuyeron después de la erupción, estos resultados sugieren una compleja interacción entre la dinámica térmica, la cubierta vegetal y la actividad volcánica en el volcán de Santa Ana. Este estudio revelo importantes conocimientos sobre la dinámica térmica del complejo volcánico y ponen de manifiesto el potencial de las técnicas de teledetección para la vigilancia y el estudio de los entornos volcánicos. Este estudio demostró que la actividad térmica o perdida de calor en la región activa, incremento bruscamente durante la erupción, pero subsecuentemente disminuyo después del evento volcánico casi tan rápido como incremento. El estudio concluye que tanto las imágenes del Landsat y ASTER pueden ser utilizadas para monitorear y vigilar la actividad térmica de un complejo volcánico de manera eficiente y eficaz.

Referencias

- A. Bernard, C. E. (2004). The acid volcanic lake of Santa Ana volcano, El Salvador. *Geological Society of America*.
- A. Crosta, J. M. (1989). Enhancement of landsat thematic mapper imagery for residual soil mapping in SW minas Gerais state, Brazil. *Research gate*.
- A. Crosta, S. F. (2003). Targeting key alteration minerals in epithermal deposits in Patagonia, Argentina, using ASTER imagery and principal component analysis. *Taylor&Francis Online*. Obtenido de <https://doi.org/10.1080/0143116031000152291>
- A. Goetz, B. R. (1983). Remote sensing for exploration: an overview. *geoscienceworld.org*.
- A. Harris, D. S. (1997). Thermal observations of degassing open conduits and fumaroles at Stromboli and Vulcano using remotely sensed data. *ELSEIVER*. Obtenido de [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(96\)00097-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(96)00097-2)
- A. Karnieli, E. B.-D. (2004). Radiometric Saturation of Landsat-7 ETM+ Data Over the Negev Desert (Israel): Problems and Solution. *ResearchGate*.
- A. Lewis, G. H. (2015). Integrated thermal infrared imaging and structure-from-motion photogrammetry to map apparent temperature and radiant hydrothermal heat flux at Mammoth Mountain, CA, USA. *ELSEIVER*. Obtenido de <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.07.025>
- A. Singh, A. H. (1985). Standardized Principal Components. *International Journal of Remote Sensing*.
- Abrams, M. (2015). The Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer (ASTER) after fifteen years: Review of global products. *ELSEIVER*. Obtenido de <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.01.013>
- Anna. Colvin, W. R. (2008). *Crater lake evolution during volcanic unrest: case study of the 2005 phreatic eruption at Santa Ana volcano, El Salvador*. *ResearchGate*. Obtenido de

https://www.researchgate.net/publication/253246300_Crater_Lake_Evolution_During_Volcanic_Unrest_Case_Study_of_the_2005_Phreatic_Eruption_of_Santa_Ana_Volcano_El_Salvador

Atlas. (2024). Obtenido de Atlas SNET:

https://web.archive.org/web/20090323041720/http://atlas.snet.gob.sv/atlas/files/volcanes/html/Actividad_Salvador2.html

B. Mia, Y. F. (2012). Mapping hydrothermal altered mineral deposits using Landsat 7 ETM+ image in and around Kuju volcano, Kyushu, Japan. *researchgate*. doi:10.1007/s12040-012-0211-9

B. Mia, Y. F. (2018). Monitoring of Thermal Activity at the Hatchobaru–Otake Geothermal Area in Japan Using Multi-Source Satellite Images—With Comparisons of Methods, and Solar and Seasonal Effects. *MDPI*. doi:<https://doi.org/10.3390/rs10091430>

B. Mia, Y. F. (2019). Exploration of hydrothermal alteration and monitoring of thermal activity using multi-source satellite images: A case study of the recently active Kirishima volcano complex on Kyushu Island, Japan. *ELSEIVER*. doi:<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2019.01.006>

Bahadur, T. (2018). NDVI, NDBI AND NDWI CALCULATION USING LANDSAT 7 AND 8. *Resarch gate*.

Barrett, C. (2024). *The Power of Spectral Remote Sensing*. Obtenido de SRK:

<https://www.srk.com/en/publications/the-power-of-spectral-remote-sensing>

Beane, R. (1982). Hydrothermal alteration in silicate rocks, southwestern North America, in Titley, S.R., ed., *Advances in geology of the porphyry copper deposits*. AZGS.

Belgian earth observation. (2024). Obtenido de Colour composites: <https://eo.belspo.be/en/colour-composites>

BYJUS. (2024). Obtenido de <https://byjus.com/>: <https://byjus.com/physics/remote-sensing/>

C. Rodarmel, J. S. (2002). *Principal Component Analysis for Hyperspectral*. *Purdue University*.

Center, E. R. (2003). *ASTER REFERENCE GUIDE* Version.

D. Rivas, M. G. (2021). MAPA DE FLUJO DE CALOR DE EL SALVADOR UTILIZANDO TELEDETECCIÓN SATELITAL Y PROCESAMIENTO DE DATOS. *UES*.

E. Yetkins, V. T. (2003). ALTERATION MAPPING BY REMOTE SENSING: APPLICATION TO HASANDAĞ – MELENDİZ VOLCANIC COMPLEX, CENTRAL TURKEY.

EarthEngine.com. (2024). Obtenido de Google Earth Engine Platform :

<https://earthengine.google.com/platform/>

El Salvador - Piramide de población. (2024). Obtenido de datosmacro.expansion.com:

<https://datosmacro.expansion.com/demografia/estructura-poblacion/el-salvador>

Eyton, J. R. (1983). Landsat Multitemporal Color Composites. *Pennsylvania state university* .

F. Aguilera, S. L.-D. (2016). Hydrothermal alteration, fumarolic deposits and fluids from lastarria volcanic complex: a multidisciplinary study. *ANDGEO*. doi: <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV43n2-a02>

Faggioli, C. (2013). El volcán de Santa Ana y la fuerza de la costumbre. *UES*. Obtenido de

<https://ri.ues.edu.sv/id/eprint/2967>

Flores, M. (2017). *La Prensa Grafica*. Obtenido de Así fue la erupción del Ilimatepec hace 12 años:

<https://www.laprensagrafica.com/elsalvador/Con-viento-retumbos--truenos-y-rayos-Asi-fue-la-erupcion-del-Ilimatepec-hace-12-anos-20171001-0036.html>

G. Hulley, S. S. (2019). New ECOSTRESS and MODIS Land Surface Temperature Data Reveal Fine-Scale Heat Vulnerability in Cities: A Case Study for Los Angeles County, California. *MDPI*. doi:

<https://doi.org/10.3390/rs11182136>

G.R. Hunt, R. A. (1979). Spectra of Altered Rocks in the Visible and Near Infrared.

Geology Science. (2023). Obtenido de Hydrothermal Alteration: <https://geologyscience.com/geology-branches/mining-geology/hydrothermal-alteration/>

Geospatial Lessons. (2024). Obtenido de Natural and False Color Composites:

https://gsp.humboldt.edu/olm/Courses/GSP_216/lessons/composites.html

Global Volcanism Program. (2024). Obtenido de

<https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=343020#October2005>

Gorelick, N. (2017). Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *ELSEIVER*.

Obtenido de <https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.06.031>

H. Guo, Q. H. (2013). Spatiotemporal analysis of urban environment based on the vegetation–impervious surface–soil model. *SPIE*.

Harris, A. J. (2009). Thermal characterization of the vulcano field. *Springer link*. Obtenido de

<https://link.springer.com/article/10.1007/s00445-008-0236-8>

Head, E. (2013). Mapping lava flows from Nyamuragira volcano (1967–2011) with satellite data and automated classification methods. *Taylor and Francis Online*.

doi:<https://doi.org/10.1080/19475705.2012.680503>

Hulley, G. (2015). The ASTER Global Emissivity Dataset (ASTER GED): Mapping Earth’s emissivity at 100 m spatial scale. *AGU*. doi:<https://doi.org/10.1002/2015GL065564>

J. C. Jimenez, J. A. (2009). Comparison Between Fractional Vegetation Cover Retrievals from Vegetation Indices and Spectral Mixture Analysis: Case Study of PROBA/CHRIS Data Over an Agricultural

Area. doi:<https://doi.org/10.3390/s90200768>

J.P. Martins, I. F. (2016). A Physically Constrained Calibration Database for Land Surface Temperature Using Infrared Retrieval Algorithms. *MDPI*. doi: <https://doi.org/10.3390/rs8100808>

Jensen, J. (1996). *Introductory Digital Image Processing: A Remote Sensing Perspective*. 2nd Edition.

Scientific resarch .

- K. B. Mao, J. C. (2006). An Improved Mono-Window Algorithm for Land Surface Temperature Retrieval from Landsat 8 Thermal Infrared Sensor Data. *MDPI*. Obtenido de <https://doi.org/10.3390/rs70404268>
- K. Wohletz, G. H. (1992). *Volcanology and Geothermal Energy*: University of California Press.
- L. Siebert, P. K. (2004). The voluminous Acajutla debris avalanche from Santa Ana volcano, western El Salvador, and comparison with other Central American edifice-failure events in El Salvador. *Geological Society of America*.
- Laiolo, M. (2017). Evidences of volcanic unrest on high-temperature fumaroles by satellite thermal monitoring: The case of Santa Ana volcano, El Salvador. *ELSEIVER*.
doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.04.013>
- Lewis, J. (1998). *Principles and Applications of Imaging Radar, Manual of Remote Sensing, 3rd Edition, Volume 2. AGU*.
- Loughlin, W. (1991). Principal Component Analysis for Alteration Mapping. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*.
- M. Carr, N. P. (1981). Evolution of a young parasitic cone towards a mature central vent: Izalco and Santa Ana volcanoes in El Salvador. *Geotherm*.
- M. Ramsey, A. H. (2013). *Volcanology 2020: How will thermal remote sensing of volcanic surface activity evolve over the next decade?* doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.05.011>
- M.J. Abrams, D. R. (1988). Mapping in the Oman ophiolite using enhanced Landsat Thematic Mapper images. *ELSEIVER*. doi:[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(88\)90254-5](https://doi.org/10.1016/0040-1951(88)90254-5)
- Malakar, N. K. (2018). An Operational Land Surface Temperature Product for Landsat Thermal Data: Methodology and Validation. *IEEE Xplore*. doi:10.1109/TGRS.2018.2824828

- MARN. (2016). Informe de monitoreo de los acuíferos de Zapotitan, Santa Ana y San Miguel. Obtenido de <http://rcc.marn.gob.sv/xmlui/handle/123456789/128>
- Martinez, R. (2007). *EVALUACION DE LOS DAÑOS A CAUSA DE LA ACTIVIDAD DEL VOLCAN ILAMATEPEC SOBRE LA VEGETACION ARBÓREA*. UES. Obtenido de <https://ri.ues.edu.sv/id/eprint/13808>
- Menjivar, E. (2018). Volcán Ilamatepec o de Santa Ana. *Scribd*. Obtenido de <https://es.scribd.com/document/369492285/Volcan-Ilamatepec-o-de-Santa-Ana>
- Meyer-Abich, H. (1956). Los Volcanes Activos do Guatemala y El Salvador.
- Mg. (2002). Los Volca.
- Oskouei, R. P. (2010). Use of spectral analysis for detection of alterations in ETM data, Yazd, Iran. *Springer Link* .
- P.A. Hernandez, N. P. (2007). Crater Lake Temperature Changes of the 2005 Eruption of Santa Ana Volcano, El Salvador, Central America .
- Pullinger, C. (1998). Evolution of the Santa Ana volcanic complex, El Salvador.
- R. Gonzales, R. W. (1993). Digital image processing. *Pearson int*.
- R. Huazhong, Y. X. (2018). Improving Land Surface Temperature and Emissivity Retrieval From the Chinese Gaofen-5 Satellite Using a Hybrid Algorithm. *IEEE Xplore*.
doi:10.1109/TGRS.2017.2758804
- R. Olmos, J. B. (2007). Anomalous emissions of SO₂ during the recent eruption of Santa Ana volcano, El Salvador, Central America, *Pure and Applied Geophysics*.
- R. Stoiber, S. W. (1981). evidence of increased magmatic gas component. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- R. Vaughan, L. K. (2012). Use of ASTER and MODIS thermal infrared data to quantify heat flow and hydrothermal change at Yellowstone National. *Sciendirect*.

Ramadhi, A. (2021). *Satellite Data Sensor*. Obtenido de Medium:

<https://medium.com/@almiramadhi/satellite-data-sensor-d0b0d0db7a8c>

S. C. Freitas, I. F. (2011). Land surface temperature from multiple geostationary satellites. *Taylor&Francis*

Online. doi:<https://doi.org/10.1080/01431161.2012.716925>

S. Kato, T. K. (2018). Simultaneous retrieval of temperature and area according to sub-pixel hotspots

from nighttime Landsat 8 OLI data. *ELSEIVER*. doi:<https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.10.025>

Seward, A. A. (2018). Improved environmental monitoring of surface geothermal features through

comparisons of thermal infrared, satellite remote sensing and terrestrial calorimetry. *ELSEIVER*.

doi:<https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2018.01.007>

Smithsonian Eruptive History. (s.f.). Obtenido de Smithsonian Eruptive History, Santa Ana volcano:

<http://www.volcano.si.edu/world/volcano.cfm?vnum=1403-02=&volpage=erupt>

SNET. (2005). Obtenido de Informe especial actividad volcanica Ilamatepec 2005:

<http://www.snet.gob.sv/Geologia/Vulcanologia/evento012005.htm>

SNET. (2024). Obtenido de <http://www.snet.gob.sv/>

SNET. (2024). Obtenido de Cronología de Erupciones, Volcán Santa Ana:

https://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/monitoreo/historial+eruptivo/?id_volcan=6

Sofia L. Ermida, S. P.-M. (2020). Google Earth Engine Open-Source Code for Land Surface Temperature

Estimation from the Landsat Series. *MDPI*. Obtenido de <https://doi.org/10.3390/rs12091471>

T. Lillesand, R. K. (2004). Remote Sensing and Image Interpretation (Fifth Edition). *Research Gate*.

T. N. Carlson, D. A. (1997). On the relation between NDVI, fractional vegetation cover, and leaf area

index. *ELSEIVER*. doi:[https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(97\)00104-1](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(97)00104-1)

T. Scolamacchia, C. P. (2009). *The 2005 eruption of Ilamatepec (Santa Ana) volcano, El Salvador*.

ELSEIVER. doi:<https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2009.11.016>

Taylor, L. (2016). *Landsat 7's SLC failure*. Obtenido de A Wild Geographer:

<https://awildgeographer.wordpress.com/2016/08/19/landsat-7s-slc-failure-but-its-okay/>

unnatikausf. (2024). *geeksforgeeks*. Obtenido de <https://www.geeksforgeeks.org>:

<https://www.geeksforgeeks.org/remote-sensing/>

USGS . (2024). Obtenido de USGS: <https://www.usgs.gov/landsat-7>

USGS. (2019). Landsat level 1 - product definition. *USGS*. Obtenido de

<https://www.usgs.gov/media/files/landsat-collection-1-level-1-product-definition>

V. Caselles, E. V. (1997). Thermal band selection for the PRISM instrument: 1. Analysis of emissivity-

temperature separation algorithms. *AGU*. doi: <https://doi.org/10.1029/97JD00344>

W. Rose, J. B. (2004). Natural hazards and risk mitigation in El Salvador: An introduction. *Geoscience*

world. doi:<https://doi.org/10.1130/0-8137-2375-2.1>

W. Rose, M. R. (2008). Crater lake evolution during volcanic unrest: case study of the 2005 phreatic

eruption at Santa Ana volcano, El Salvador. *ResearchGate*.

Y. Abulghasem, J. A. (2011). Integrated Data of Remote Sensing and Geophysical Data for Iron Ore

Exploration in the Western Part of Wadi Shatti District, Libya. *Resarch gate*.

Z. Li, B. T. (2013). Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. *ELSEIVER*.

doi:<https://doi.org/10.1016/j.rse.2012.12.008>