

ESCUELA POLITÉCNICA NACIONAL

FACULTAD DE INGENIERÍA EN GEOLOGÍA Y PETRÓLEOS

EVOLUCIÓN GEOMORFOLÓGICA DEL CRÁTER DEL VOLCÁN TUNGURAHUA: PERIODO ERUPTIVO ENTRE 2002 y 2016

**TRABAJO DE TITULACIÓN PREVIO A LA OBTENCIÓN
DEL TÍTULO DE INGENIERA GEÓLOGA**

YAGUANA VILATUÑA DAYANA PAMELA

dayana.yaguana@epn.edu.ec

DIRECTOR: PhD. SILVIA VALLEJO VARGAS

svallejo@igepn.edu.ec

Quito, marzo 2020

DECLARACIÓN DE AUTORÍA

Yo, DAYANA PAMELA YAGUANA VILATUÑA, declaro bajo juramento que el trabajo aquí presentado es de mi absoluta autoría; que este no ha sido previamente presentado para ningún grado o calificación personal; y que he consultado las referencias bibliográficas que se incluyen en este documento.

A través de la presente declaración cedo mis derechos de propiedad intelectual correspondientes a este trabajo, a la Escuela Politécnica Nacional, según lo establecido por la Ley de Propiedad Intelectual, por su Reglamento y por la Normativa Institucional Vigente.

YAGUANA VILATUÑA DAYANA PAMELA

CERTIFICACIÓN

Certifico que el presente trabajo fue desarrollado por DAYANA PAMELA YAGUANA VILATUÑA, bajo mi supervisión.

PhD. Silvia Vallejo Vargas
DIRECTORA DEL TRABAJO DE TITULACIÓN

AGRADECIMIENTOS

A mi amado Abbá, mi roca, mi salvación y mi todo, artífice de lo existente, por darme soplo de vida y darle vida a todo a mi alrededor. Gracias por crear y diseñar obras tan indescifrables e indescriptibles. Tú santo espíritu, tu pacto y sacrificio de amor eterno, tu fidelidad e infinita gracia, me han concedido la sabiduría de llegar hasta aquí. Sin ti, nada hubiera sido posible.

A mis amados padres, Max y María, gracias por ser mi fuente de fortaleza y por librar conmigo cada una de mis batallas. Gracias por creer en mí, por su apoyo incondicional, por su inconmensurable paciencia e inagotable amor; y por ser de gran inspiración para mi vida.

A mi querido hermano Jeffer y a mi pequeño Pukito. Gracias por permanecer a mi lado, por siempre rebosar de energía y enseñarme a vivir en el presente. Por llenar mi corazón de calidez y alegría y por disipar mis preocupaciones con sus ocurrencias.

A toda mi familia y a mis abuelitos Teresa y Ángel, y a mi amada abuelita Rosy, la estrellita más brillante del cielo. Gracias por su preocupación, consideración y cariño.

A los hermanos Jay y Jimbo por encarnar el evangelio en sus vidas e inspirarme al compromiso, servicio, bondad y amor. Gracias por cuidarme todo este tiempo.

A mi prima Joss. Gracias por tu indómito carácter y tu particular forma de aconsejarme.

A mis amadas: Katito, Pauqui, Jany y Karen, por su complicidad, por su sincera amistad, por compartir mis penas y por escuchar mis frecuentes quejas y preocupaciones. Gracias por tantos maravillosos momentos y por animarme en los momentos más difíciles.

A mi directora de tesis, por confiar en mí desde el inicio y brindarme la oportunidad de desarrollar este trabajo, y de participar en varios eventos científicos. Gracias por su tiempo, preocupación y guía, y por cada uno de sus consejos durante la elaboración de este trabajo.

Al IG-EPN e investigadores por su ardua labor, así como por su loable servicio y compromiso con la comunidad, especialmente al área de vulcanología, por sus esfuerzos en el monitoreo del volcán Tungurahua, sin ello no hubiera sido posible la elaboración de este trabajo. En especial al Dr. Benjamín Bernard y al Ing. Patricio Ramón, por todo el tiempo brindado, por su colaboración, y por enriquecer y mejorar este trabajo con sus valiosas correcciones y sugerencias.

A todos mis profesores a lo largo de la carrera de Geología. En especial al: Dr. Arturo Egüez, Ing. Pablo Duque, Ing. Marco Rivadeneira, Ing. Halina Lachowicz, Ing. Bernardo Beate, Msc. José Luis Román, Dra. Silvana Hidalgo, Dr. Benjamín Bernard, Dra. Ana Cabero y al Dr. Pedro Reyes, por transmitirme sus conocimientos, y por cultivar y forjar en mi la pasión por la Geología.

A mis compañeros de la Facultad, con quienes he podido estar a lo largo de la carrera. En particular, al Jhony, a la Gaby, a la pata (Ginita, Liss y Mary), a la Kelly, a la Ele, a la Belu, al Milton, al Alejo, al Chava, a la Maye y al Erick. Gracias por las giras, los gratos momentos compartidos y por matizar mis días en la universidad, con su compañía, anécdotas y risas.

DEDICATORIA

A Dios, a quien nosotros le amamos a él,
porque él nos amó primero.
Quien es antes de todas las cosas,
y todas las cosas en él subsisten.
1 Juan 4:19, Colosenses 1:17

Imagino que cuando los científicos logren partir el átomo hasta
obtener su esencia más fundamental, escucharán el sonido de la voz
de Dios, la vibración de sus palabras. Porque de eso está hecho todo
en el universo.

ÍNDICE DE CONTENIDO

DECLARACIÓN DE AUTORÍA.....	II
CERTIFICACIÓN	III
AGRADECIMIENTOS.....	IV
DEDICATORIA	V
ÍNDICE DE CONTENIDO.....	VI
ÍNDICE DE FIGURAS.....	X
ÍNDICE DE TABLAS.....	XIV
ÍNDICE DE ABREVIATURAS.....	XV
RESUMEN	XVI
ABSTRACT	XVII
CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	1
1.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO.....	1
1.2. ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS	2
1.3. PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN	3
1.4. OBJETIVOS.....	4
1.4.1. OBJETIVO GENERAL	4
1.4.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS	4
1.5. LIMITACIONES.....	4
CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO	5
2.1 CONTEXTO GEODINÁMICO.....	5
2.2 VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO EN EL ECUADOR	6
2.3 VOLCANES COMPUESTOS	8
2.4 VOLCÁN TUNGURAHUA.....	9
2.4.1 BASAMENTO	10
2.4.1.1 División Alao	11
2.4.1.2 División Loja.....	12
2.4.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA.....	12
2.4.2.1 Tungurahua I.....	12

2.4.2.2	Tungurahua II.....	13
2.4.2.3	Tungurahua III (Cono actual).....	14
2.4.2.3.1	<i>Tungurahua III-1</i>	14
2.4.2.3.2	<i>Tungurahua III-2</i>	14
2.4.3	CRÓNICAS HISTÓRICAS DEL CRÁTER.....	15
2.4.4	ACTIVIDAD DEL CICLO ERUPTIVO 1999-2016.....	17
2.4.4.1	RESUMEN DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA.....	19
2.4.4.1.1	<i>Actividad volcánica Pre-2007</i>	19
2.4.4.1.2	<i>Actividad volcánica Post-2007</i>	21
2.4.5	MANIFESTACIONES DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA.....	28
2.4.5.1	Plumas de emisión y caída piroclástica	28
2.4.5.2	Fuentes de lava	29
2.4.5.3	Corrientes de densidad piroclástica (CDPs).....	29
2.4.5.4	Flujos de lava.....	30
2.4.6	ESTILOS ERUPTIVOS.....	31
2.4.7	PELIGRO VOLCÁNICO	34
2.4.8	VIGILANCIA VOLCÁNICA.....	35
2.5	TELEDETECCIÓN	36
2.5.1	PRINCIPIOS FÍSICOS – ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO.....	36
2.5.2	RESOLUCIÓN DEL SENSOR	37
2.5.3	TELEDETECCIÓN VISUAL	38
2.5.4	TELEDETECCIÓN TÉRMICA	38
2.5.4.1	Cámaras térmicas digitales	38
2.5.4.2	Imágenes térmicas en la vulcanología.....	38
2.5.5	FOTOGAMETRÍA AÉREA Y MDES	39
2.5.6	TELEDETECCIÓN EN EL ESTUDIO DE UN CRÁTER ACTIVO	41
CAPÍTULO III: METODOLOGÍA DE TRABAJO		43
3.1	RECOLECCIÓN DE DATOS E INFORMACIÓN	43
3.2	ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DEL CRÁTER.....	43
3.2.1	ANÁLISIS CUALITATIVO.....	44
3.2.2	ANÁLISIS MORFOMÉTRICO	45
3.2.2.1	Fotogrametría aérea oblicua	46
3.2.2.2	Evaluación del error y precisión posicional de los MDEs.....	50

3.2.2.3	Parámetros morfométricos	52
CAPÍTULO IV: RESULTADOS.....		55
4.1	ANÁLISIS CUALITATIVO	55
4.1.1	MORFOLOGÍA PREEXISTENTE.....	57
4.1.2	ACTIVIDAD VOLCÁNICA PRE-2007	57
4.1.2.1	Periodo 1 y 2 (octubre 1999 – enero 2005)	57
4.1.2.2	Periodo 3 (enero - diciembre de 2006)	59
4.1.3	ACTIVIDAD VOLCÁNICA POST-2007.....	61
4.1.3.1	Periodo 1 (febrero 2007 – agosto 2008).....	61
4.1.3.2	Periodo 2 (diciembre de 2008 – mayo de 2011).....	64
4.1.3.3	Periodo 3 (noviembre 2011 – septiembre 2012).....	67
4.1.3.4	Periodo 4 (diciembre 2012 – octubre 2014).....	68
4.1.3.5	Periodo 5 (abril 2015 –marzo 2016).....	70
4.2	ANÁLISIS MORFOMÉTRICO	72
4.2.1	FOTOGRAMETRÍA AÉREA OBLICUA.....	72
4.2.1.1	Error cuadrático medio (RMSE) y precisión de los MDEs fotogramétricos	73
4.2.1.2	Análisis visual del error vertical	75
4.2.1.3	Utilidad y alcance.....	78
4.2.2	MORFOMETRÍA GENERAL DEL CRÁTER.....	79
4.2.2.1	Diámetro y orientación del cráter	83
4.2.2.2	Cráter interno	83
4.2.3	SECCIONES TOPOGRÁFICAS DEL CRÁTER	86
4.2.4	VARIACIÓN DE LA ALTURA Y VOLUMEN	89
CAPÍTULO V: DISCUSIÓN.....		93
5.1	TELEDETECCIÓN EN EL ESTUDIO DEL CRÁTER DEL TUNGURAHUA	93
5.2	FACTORES QUE CONTROLAN LA MORFOLOGÍA DEL CRÁTER	95
5.2.1	CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS	95
5.2.2	PROCESOS SYN-ERUPTIVOS	97
5.2.2.1	Fuerzas constructivas.....	100
5.2.2.2	Fuerzas destructivas.....	101

5.3	CAMBIOS EN LA MORFOLOGÍA DEL CRÁTER: POTENCIALES IMPLICACIONES EN EL RIESGO VOLCÁNICO	102
5.3.1	ESCOTADURA DEL BORDE NOROCCIDENTAL	103
5.3.2	CRECIMIENTO DEL RELLENO VOLCÁNICO	104
CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....		106
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS		110
ANEXOS.....		131
ANEXO A.....		132
ANEXO B.....		135
ANEXO C.....		136
ANEXO D.....		137

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. 1. Ubicación geográfica del volcán Tungurahua y cráter. Modificado de Bing Maps.....	1
Figura 2. 1. Marco geodinámico del Ecuador. Modificado de Ancellin et al. (2017).....	6
Figura 2. 2. Arco Volcánico Cuaternario del Ecuador. Modificado de Ancellin et al. (2017).	7
Figura 2. 3. (a) Forma clásica de un volcán compuesto activo. (b) Perfil en estado maduro, estable o en “equilibrio”, y perfil primario con pendientes constantes. Modificado de Davidson & De Silva (2000).....	8
Figura 2. 4. Vista norte del volcán Tungurahua y poblados adyacentes. Modificado de Le Pennec et al. (2016) y Bernard et al. (2014).	10
Figura 2. 5. Basamento del volcán Tungurahua y su relación con las divisiones litotéctónicas de la Cordillera Real. Modificado de Spikings et al. (2015).....	11
Figura 2. 6. Tungurahua I, II y III. Cicatrices del colapso de flanco a los ~3 ky y ~35 ky, respectivamente. Tomado de Bablon et al. (2018).	12
Figura 2. 7. Vista desde el valle de Vazcún al volcán Tungurahua. Pintura del siglo XIX, creada entre el año 1871 y 1873. Modificado de Stübel (2004).	15
Figura 2. 8. Cambios geomorfológicos del cráter del Tungurahua. (a) Antes de 1916. (b) Después de la erupción de 1916. (c) Antes de 1918. (d) Después de la erupción de 1918. (e) El 7 de octubre de 1999. (f) El 11 de octubre de 1999. (g) El 15,16 y 19 de octubre de 1999. (h) El 24 de octubre de 1999. Tomado de Molina (2001).	16
Figura 2. 9. Periodo eruptivo 1999-2014 del volcán Tungurahua, con los periodos de inactividad, baja actividad explosiva y alta actividad explosiva. Tomado de Hidalgo et al. (2015).	19
Figura 2. 10. Imágenes IR de las plumas de emisión del volcán Tungurahua, del: (a) 20 de agosto de 2012; y (b) 04 de junio de 2012 (Fuente: IG-EPN).	28
Figura 2. 11. Imágenes térmicas del volcán Tungurahua del 2006. (a) Flujo de lava y restos de un CDP (Fuente: IG-EPN). (b) Descenso de un gran CDP. Tomado de Fee et al. (2010).	30
Figura 2. 12. Flujo de lava del 4 de diciembre de 2010 del volcán Tungurahua (Foto: B. Bernard, IG-EPN).	31
Figura 2. 13. (a) Espectro electromagnético. (b) Espectro visible y espectro de radiación infrarroja (IR). Modificado de Vollmer & Mollmann (2018).	37
Figura 2. 14. Paletas grey, iron, yellow y rain, disponibles en ThermaCAM Researcher. .	39
Figura 3. 1. Flujo de trabajo de la metodología diseñada para estudiar la geomorfología del cráter, y su relación con la actividad volcánica.	43

Figura 3. 2. Leyenda elaborada para el análisis cualitativo de las imágenes aéreas del cráter.	44
Figura 3. 3. Ortofotos y MDEs obtenidos de fuentes externas, del 2008 (Proyecto BID), del 2012 (Proyecto SIGTierras) y del 2018 de (B. Bernard, IG-EPN).	45
Figura 3. 4. Ubicación de la ventana “Search” en la interfaz del programa ArcGis 10.5. ...	46
Figura 3. 5. Entorno de trabajo de Agisoft Photoscan Professional, con su menú principal, barra de herramienta, paneles, y los iconos de “Add photos” e “Import”.	47
Figura 3. 6. Interfaz de ExifToolGUI con la herramienta (barra azul) usada para transferir los metadatos de las imágenes aéreas térmicas.	48
Figura 3. 7. Fotogrametría, procesos y herramientas del menú Workflow de Agisoft Photoscan.	49
Figura 3. 8. Intervalos en grados utilizados para los mapas de pendientes.	52
Figura 3. 9. TIN del cráter del Tungurahua del 2008 y presente, con sus respectivos planos horizontales de referencia, usados para calcular la capacidad de almacenamiento del cráter en ArcGis 10.5.	54
Figura 4. 1. Esquema de la actividad volcánica del volcán Tungurahua con sus periodos y fases, productos volcánicos y las fechas analizadas en el estudio de la evolución morfológica del cráter.	56
Figura 4. 2. Imagen aérea oblicua visual del 5 de enero del 2000.	57
Figura 4. 3. Cráter principal del Tungurahua en la Fase II (Foto: IG-EPN).	58
Figura 4. 4. Imagen aérea visual del 03 de diciembre de 2003 de la Fase IV.	59
Figura 4. 5. Imagen aérea térmica del 17 de noviembre de 2005.	59
Figura 4. 6. Imagen aérea térmica del 18 de mayo de 2006 (Foto: IG-EPN).	60
Figura 4. 7. (a) Imagen ASTER del 5 de febrero de 2007. (b) Ilustración de la nueva configuración del cráter tras las erupciones del 2006.	60
Figura 4. 8. (a) y (b) Imágenes aéreas oblicuas posteriores a las erupciones del 2006 (Foto: IG-EPN).	61
Figura 4. 9. Imágenes aéreas oblicuas. (a) Del 18 de diciembre de 2007. (b) Del 5 de febrero de 2008 (Fotos: IG-EPN).	62
Figura 4. 10. Imágenes aéreas oblicuas del 8 de abril de 2008, visual (izquierda) y térmica (derecha) (Fotos: IG-EPN).	63
Figura 4. 11. Imágenes aéreas oblicuas del 28 de agosto de 2008, visual (izquierda) y térmica (derecha) (Fotos: IG-EPN).	63
Figura 4. 12. Imagen aérea térmica del 16 de octubre de 2009 (Foto: IG-EPN).	64
Figura 4. 13. Imágenes aéreas oblicuas del 15 de marzo de 2010, (a) visual (izquierda) y (b) térmica (derecha) (Fotos: IG-EPN).	65
Figura 4. 14. Imágenes aéreas oblicuas del 04 de septiembre de 2010 (Fotos: IG-EPN).	66

Figura 4. 15. Imágenes aéreas oblicuas del 19 de febrero y del 18 de marzo de 2011 (Fotos: IG-EPN).....	67
Figura 4. 16. Imágenes aéreas oblicuas del 19 de agosto y 12 de octubre de 2011 (Fotos: IG-EPN).....	67
Figura 4. 17. Imágenes aéreas oblicuas del 2012, (a) visual (izquierda) y (b) térmica (derecha) (Fotos: IG-EPN). (b1) y (b2) MDE y ortofoto fotogramétricos generados a partir de las imágenes térmicas del 28/11/2012.....	68
Figura 4. 18. Imágenes aéreas oblicuas del 2013, (a) térmica (izquierda) y (b) visual (derecha) (Fotos: IG-EPN). (b1) y (b2) MDE y ortofoto fotogramétricos generados a partir de las imágenes visuales del 20/09/2013.	69
Figura 4. 19. Imagen aérea visual del 15 de diciembre de 2014 (Foto: IG-EPN).	70
Figura 4. 20. Imágenes aéreas oblicuas del 2015, térmica del 5 de noviembre (izquierda) y visual del 3 de diciembre (derecha) (Fotos: IG-EPN).	71
Figura 4. 21. Imágenes aéreas del 2016, visual del 17 de octubre (derecha) y térmica del 21 de diciembre (izquierda) (Fotos: IG-EPN).....	71
Figura 4. 22. Fotogrametría aérea oblicua de imágenes térmicas del 28 de agosto de 2008. (a) MDE y puntos de control utilizados en la fotogrametría. (b) Ortofoto con los puntos de verificación extraídos para validar el modelo.	73
Figura 4. 23. Fotogrametría aérea oblicua de imágenes visuales del 16 de octubre de 2009. (a) MDE y puntos de control utilizados en la fotogrametría. (b) Ortofoto con los puntos de verificación extraídos para validar el modelo.	74
Figura 4. 24. Fotogrametría aérea oblicua de imágenes térmicas del 21 de diciembre de 2016. (a) MDE y puntos de control utilizados en la fotogrametría. (b) Ortofoto con 150 puntos de verificación extraídos para validar el modelo.	74
Figura 4. 25. Histogramas de la distribución del error vertical de los MDEs fotogramétricos.	75
Figura 4. 26. Comparación entre los perfiles topográficos NO-SE y NE-SO del cráter elaborados a partir de los MDEs fotogramétricos y los MDEs de referencia.....	76
Figura 4. 27. Mapas de la variación de la altura en el cráter del volcán Tungurahua, creados mediante: (a) los MDEs del 2008 del proyecto BID y del 2018 de Bernard B. (2018, IG-EPN) y (b) los MDEs fotogramétricos del 2008 y 2016, obtenidos en este trabajo.	77
Figura 4. 28. Representaciones 2D del cráter del volcán Tungurahua en el 2008, 2009, 2012 y 2016	82
Figura 4. 29. Correlación lineal inversa entre la relación profundidad máxima del cráter/ ancho del cráter ($D_{c_{max}}/W_c$) y el tiempo.....	85
Figura 4. 30. Correlación lineal inversa entre la relación profundidad mínima del cráter/ ancho del cráter ($D_{c_{min}}/W_c$) y el tiempo.	85
Figura 4. 31. Esquemas conceptuales con las secciones topográficos del cráter para los años 2008, 2012 y 2018, en dirección: (a) NE-SO y O-E; (b) NO –SE y N-S; y (c) NNE..	87

Figura 4. 32. Secciones topográficas NNE- SSO del cráter del volcán Tungurahua. Muestran el levantamiento y ampliación del fondo volcánico, y la probable migración del viento. (a) En el 2008. (b) En el 2012. (c) En el 2016.	89
Figura 4. 33. Mapa de variación de altura del cráter del volcán Tungurahua del periodo 2008 - 2012.	91
Figura 4. 34. Mapa de variación de altura del cráter del volcán Tungurahua del periodo 2012 – 2016.	92
Figura 5. 1. (a) Imagen aérea del 2003, en la que se observan los rasgos morfológicos del borde del cráter del volcán Tungurahua, descritos por A. Stübel y N. Martínez. (b) Imagen aérea de 2016 con la morfología actual del cráter. (Fotos: P. Ramón. IG-EPN).	96
Figura 5. 2. Cronología de los cambios geomorfológicos en el cráter del volcán Tungurahua durante la actividad volcánica post-2007 del ciclo eruptivo 1999-2016, y relación con eventos vulcanianos y efusivos (extrusión de lava).	99
Figura 5. 3. Vista norte del volcán Tungurahua y su cráter activo, en el cual se observan los flujos de lava pre-2012. Modificado de: Google Earth y Ortofoto del Proyecto SIGTierras.	104
Figura 5. 4. Esquema interpretativo de la formación de CDPs secundarios en el volcán Tungurahua, entre el 2008 y 2016. Muestra el perfil asimétrico del cráter y la variación topográfica al interior del cráter, con relación a la formación de CDPs secundarios.	105

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2. 1. Estilos eruptivos en el volcán Tungurahua durante el ciclo eruptivo 1999-2016.....	32
Tabla 2. 2. Estilos eruptivos en el Tungurahua durante el ciclo eruptivo 1999-2016 (continuación).....	33
Tabla 4. 1. Instrumentos utilizados en la fotogrametría aérea oblicua y productos obtenidos	72
Tabla 4. 2. Variación de la altura y volumen entre los MDEs de referencia y MDEs fotogramétricos	77
Tabla 4. 3. Diámetro y azimut del cráter interno	83
Tabla 4. 4. Ancho, profundidad e índices y relaciones morfométricas del cráter interno ..	84

ÍNDICE DE ABREVIATURAS

AP	Antes del presente
bnc	Bajo el nivel del cráter
MDE/MDEs	Modelo Digital de Elevación/Modelos Digitales de Elevación
ej.	Por ejemplo
HEA	Actividad explosiva alta
IAS	Índice de actividad sísmica
IG-EPN	Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional
IR	Radicación infrarroja (térmica)
ky	Miles de años
LEA	Actividad explosiva baja
LP	Largo periodo
My	Millones de años
m snm	Metros sobre el nivel del mar
OVT	Observatorio del Volcán Tungurahua
CDP/CDPs	Corriente de densidad piroclástica/ Corrientes de densidad piroclástica
snc	Sobre el nivel del cráter
TUN	Tungurahua
USGS	United States Geological Survey (Servicio Geológico de los Estados Unidos)
IEV	Índice de Explosividad Volcánica
VIS	Visuales
VT	Volcanotectónico

RESUMEN

El Tungurahua es un estratovolcán andesítico activo, parte del Arco Principal de los Andes del Ecuador, que se ubica en la Cordillera Oriental. Tras casi ocho décadas de aparente inactividad, este inició un ciclo eruptivo de larga duración en 1999, el cual finalizó en marzo de 2016. Este ciclo eruptivo mostró un comportamiento intermitente y se caracterizó por fases de baja y alta actividad explosiva de diferentes tamaños (IEV 1-3), productos volcánicos y estilos eruptivos. Durante este ciclo, el cráter del Tungurahua sufrió una serie de cambios de forma, tamaño y volumen que dieron paso a su actual morfología, con ciertas implicaciones en el riesgo volcánico.

En base a imágenes aéreas oblicuas disponibles (visuales y térmicas) obtenidas por el personal del IG-EPN, modelos digitales de elevación y ortofotos (existentes y creados) del 2002 al 2018 se diseñó una metodología para estudiar la evolución geomorfológica del cráter del volcán Tungurahua y su relación con la actividad volcánica. Aquí, identificamos tres principales factores que controlan la morfología del área de la cumbre: (i) condiciones pre-eruptivas (ej. escotadura del borde noroccidental), (ii) procesos syn-volcánicos (constructivos/destructivos), y (iii) procesos post-eruptivos. Reconstruyendo la historia geomorfológica del cráter del 2002 al 2016, caracterizada por: el desarrollo de un cráter interno y el alzamiento del fondo volcánico (desde el 2008), el crecimiento del relleno y de la terraza volcánica (desde el 2010), así como la creación (en el 2011) y erosión (en el 2015-2016) de un semi-cono piroclástico. En el periodo 2008-2016, en respuesta a colapsos internos y a la erosión del cráter interno se registró un incremento en su ancho de más de 200 m y el desarrollo de un perfil asimétrico, caracterizado actualmente por un borde suroriental más alto a 147 m y un borde noroccidental más bajo en forma de escotadura a 66 m por encima del viento.

Principalmente, la evolución geomorfológica del cráter del volcán Tungurahua fue afectada por procesos constructivos. Por lo que, la interacción entre las fuerzas syn-volcánicas de carácter constructivo y destructivo en el periodo 2008-2016 dejó un volumen neto aproximado de $4.25 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material volcánico en el cráter. La mayor cantidad de cambios en el cráter se observó en el periodo de actividad Post-2007, en respuesta a un cambio en el comportamiento dinámico del volcán, a un periodo con erupciones volcánicas altamente energéticas. Por otra parte, la configuración actual del cráter y su significativo crecimiento interno ha reducido el espacio físico del cráter disponible para la depositación y contención de nuevo material volcánico. A su vez también estaría asociado a la formación de pequeñas CDPs y flujos piroclásticos gravitacionales durante las fases tardías del ciclo eruptivo y al derrame de los productos volcánicos, particularmente por el flanco noroccidental del edificio volcánico.

PALABRAS CLAVE: cráter volcánico, volcán Tungurahua, geomorfología, imágenes aéreas oblicuas.

ABSTRACT

Tungurahua is an active andesitic stratovolcano part of the Main Volcanic Arc of the Ecuadorian Andes, located in the Eastern Cordillera. After almost eight decades of apparent quiescence, it began a long-lasting eruptive cycle in 1999 that ended in March 2016. This eruptive cycle showed intermittent behavior and was characterized by phases of low and high explosive activity of different sizes (VEI 1 -3), eruptive styles and volcanic products. During this cycle, the crater underwent a series of changes in shape, size and volume that resulted in its current morphology, with certain implications on volcanic risk.

Based on available oblique aerial images (visual and thermal) obtained by the staff of the IG-EPN, digital elevation models and orthophoto models from 2002 to 2016, we designed a methodology to study the geomorphology evolution of the Tungurahua crater and its relationship with volcanic activity. Here, we identify three main factors that control the morphology of the summit area: (i) pre-eruptive conditions (e.g. pre-existing features); (ii) syn-eruptive processes (constructive/destructive); and (iii) post-eruptive. Reconstructing the geomorphological history of the crater between 2002 and 2016, characterized by the development of an internal crater and the upward of the volcanic floor (from 2008), the growth of the volcanic fill and the volcanic terrace (from 2010), as well as the creation (in 2011) and erosion (in 2015-2016) of a pyroclastic semi-cone. In the period 2008-2016, in response to internal collapses and the erosion of the internal crater, was registered an increase in its width of more than 200 m and the development of an asymmetric profile, currently characterize by a higher south-eastern border 147 m and a lower northwestern border in notch-shape only 66 m above the vent.

Mainly, the geomorphological evolution of Tungurahua volcano crater was affected by construction processes. Thus, the interaction between the syn-volcanic forces, constructive and destructive, in the period 2008-2016 left an approximate net volume of $\sim 4.25 \times 10^6 \text{ m}^3$ of volcanic material in the crater. The greatest amount of changes in the crater was observed in the Post-2007 period of activity, in response to a change in the dynamic behavior of the volcano, to a period with highly energetic volcanic eruptions. Otherwise, the current configuration of the crater and its significant internal growth have reduced the available physical space of the crater for the deposition and containment of new volcanic material. At the same time, it would also be associated with the formation of small pyroclastic density currents and gravitational pyroclastic flows during the later phases of the eruptive cycle, and the overflow of the volcanic products, mainly on the north-western flank.

KEYWORDS: volcanic crater, Tungurahua volcano, geomorphology, oblique aerial images

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

1.1. UBICACIÓN GEOGRÁFICA DEL ÁREA DE ESTUDIO

El volcán Tungurahua (5023 m snm) al igual que los volcanes: Cayambe, Cotopaxi y Sangay se sitúa en el arco volcánico principal de los andes ecuatorianos, sobre el basamento metamórfico de la Cordillera Real, entre las provincias de Tungurahua y Chimborazo, a 140 km al sur de Quito y a 8 km al sureste de Baños (Figura 1.1). En una región de transición climática entre la región Andina y Amazónica, con una estación de verano de octubre a febrero y una estación de invierno de febrero a septiembre (Darack, 2008; Le Pennec et al., 2012) en donde con frecuencia el viento sopla de este a oeste, desde la cuenca amazónica hasta el Océano Pacífico (Bernard et al., 2013).

La vía principal de acceso que conecta el Valle Interandino con el volcán Tungurahua es la carretera Panamericana (E35/E30), por medio de la cual se puede ingresar a la ciudad de Baños, y desde dónde se puede tomar varias rutas hacia la comunidad de Pondoá, para luego pasar por el Parque Nacional Sangay hasta llegar al refugio del volcán, desde dónde se puede ascender a la cima por unos pocos senderos establecidos.

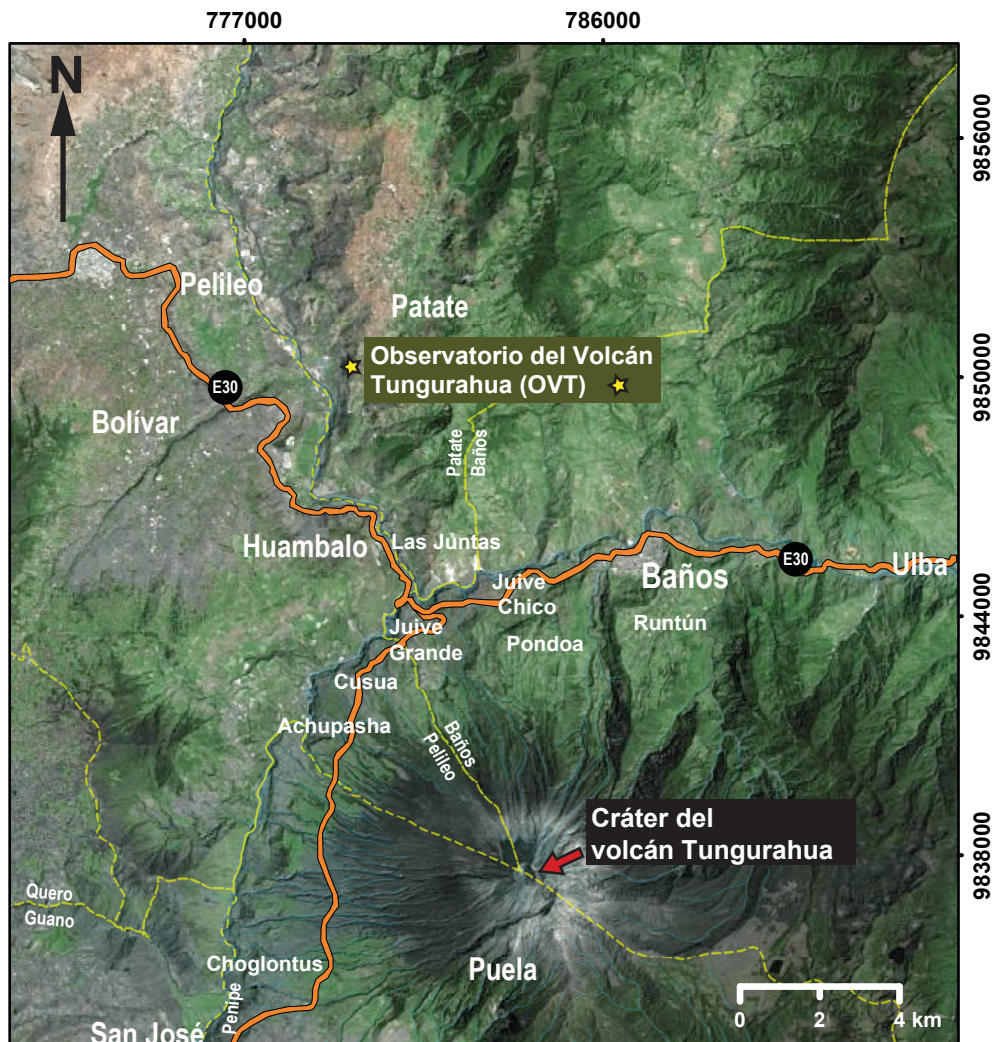


Figura 1. 1. Ubicación geográfica del volcán Tungurahua y cráter. Modificado de Bing Maps

1.2. ANTECEDENTES Y JUSTIFICATIVOS

La geomorfología es el estudio de los accidentes geográficos y los procesos que los crean, cuyos enfoques principales son: la descripción morfológica y la representación matemática de la forma del terreno (geomorfometría o morfometría) (Huggett, 2007). En los volcanes, la morfología refleja los efectos de la acción de fuerzas constructivas y destructivas en el edificio. Tal es el caso del volcán Tungurahua (1.45°S, 78.43°W), uno de los estratovolcanes más activos de los Andes Septentrionales.

El estratovolcán actual o Tungurahua III (de 5023 m snm) se caracteriza por una estructura cónica de flancos escarpados (30-35°), cuya cumbre contiene un cráter superior, el cual alberga un cráter interno semi-elíptico (Le Pennec et al., 2005; Mothes et al., 2015, Bernard et al., 2018). Geológicamente, el Tungurahua III se ha reconstruido sobre los vestigios de los edificios volcánicos anteriores, Tungurahua I y Tungurahua II, que por colapsos laterales fueron destruidos a los ~ 35 ky y ~ 3 ky (Hall et al., 1999; Bablon et al., 2018).

La reciente actividad eruptiva del volcán Tungurahua, tras aproximadamente ocho décadas de aparente quietud, inició en 1999 y finalizó en marzo de 2016. Se caracterizó por fases de inactividad intercaladas por fases de baja y alta actividad explosiva (Arellano et al., 2008; Steffke et al., 2010; Kumagai et al. 2011; Bernard et al., 2013; Hidalgo et al., 2015). La actividad explosiva mostró fases de transición de estilo, variando entre estromboliana, estromboliana violenta, vulcaniana, subpliniana, freática, ventilación de ceniza, así como también se registró actividad tipo fuente de lava y del tipo fuente piroclástica baja. Los productos volcánicos que fueron generados estuvieron relacionados a columnas de emisión, fuentes de lava, eyecciones balísticas, corrientes de densidad piroclástica (CDPs), ocasionales flujos de lava (Molina, 2001; Mothes et al., 2001; Ruiz et al., 2005; Le Pennec et al., 2005; Samaniego et al., 2011; Eychenne, 2012; Le Pennec et al., 2012; Wright et al., 2012; Hall et al., 2013; Bustillos et al., 2017; Battaglia et al., 2019).

Desde 1999, el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN) ha vigilado continuamente la actividad del volcán Tungurahua, mediante un sistema de monitoreo multiparamétrico en el que la teledetección aérea visual (VIS) y térmica (IR) ha sido de gran utilidad en la evaluación de la actividad superficial y en la observación de cambios morfológicos en el cráter durante este periodo eruptivo. Observaciones, tales como: (1) en el 2006, la erosión y ensanchamiento del cráter a un ancho de ~300 - 400 m (Fee et al., 2010); (2) en marzo de 2010, pasar de un cráter ancho y poco profundo a un cráter estrecho y profundo en septiembre del mismo año (Ortiz et al., 2018); (3) en el 2011, la formación de un cono y un cráter interno al interior del cráter principal, cuyo borde coincide con el borde del cráter principal (IG-EPN, 2011); (4) en noviembre de 2012, la observación de colapsos en la pared del cráter (Ortiz et al., 2018); y (5) en el 2016, la disminución de la altura entre el fondo del cráter y su borde noroccidental (Bernard et al., 2018).

De estos cambios, que el borde del cráter interno coincida con el borde noroccidental del cráter principal es el de mayor relevancia, ya que, en una futura actividad, esto favorecería el derrame de flujos de lava y corrientes de densidad piroclástica (CDPs) a lo largo de sus flancos NO y O. De esta manera, comunidades como las de Juive Grande, Pondoá, Cusúa y Bilbao, entre otras (IG-EPN, 2011a; Bernard et al., 2018) podrían verse afectadas. Lo que en situaciones extremas podría incluso afectar a la ciudad de Baños de Agua Santa con una población de ~20 000 personas (Hall et al., 2013) y a la Central Hidroeléctrica Agoyán, ubicada a 5 km de Baños en el sector Agoyán de la parroquia de Ulba ('Represa Agoyán', s.f.).

Por lo que el presente estudio aborda la evolución morfológica del cráter del volcán Tungurahua entre el 2002 y 2016, a través de imágenes visuales y térmicas aéreas. A fin de documentar, describir y asociar en una relación de causa-efecto, la actividad volcánica con las variaciones morfológicas (ej. formación o destrucción de rasgos morfológicos) en el cráter.

Existen algunas investigaciones que han estudiado la relación entre la morfología del cráter y su actividad volcánica, en los volcanes Mayón de Filipinas (Lagmay et al., 1999), Galeras de Colombia (Ordoñez & Cepeda, 1997), Etna de Italia (Behncke et al., 2004), Telica de Nicaragua (Hanagan & La Femina, 2017) y Colima de México (Walter et al., 2019). Sin embargo, a pesar de la extensa literatura acerca del volcán Tungurahua, a excepción de los informes del IG-EPN, no se disponen de estudios detallados sobre la evolución morfológica de su cráter y su relación con la actividad volcánica. Por lo que, los resultados obtenidos en este trabajo contribuyen significativamente a la comprensión de la historia morfológica de este cráter activo, así como, a conocer la relación que tiene la actividad volcánica con los cambios morfológicos producidos en el cráter. Adicionalmente, en caso de una futura erupción se aportan datos en cuanto al riesgo volcánico, que podrían servir como un medio complementario en la evaluación y gestión del riesgo del volcán Tungurahua. Por otra parte, en este trabajo también se muestra la utilidad y la aplicación que se puede dar a las imágenes aéreas oblicuas (VIS y IR) en la geomorfología y vigilancia volcánica, así como en la generación de información para la mejora de modelos conceptuales y numéricos de los procesos físicos en los volcanes activos.

1.3. PREGUNTAS DE INVESTIGACIÓN

Conociendo que la vigilancia visual y térmica han sido herramientas indispensables en el monitoreo del Tungurahua, y en la observación de cambios morfológicos en el cráter y su implicancia en la amenaza y peligro volcánico, se han formulado las siguientes preguntas:

¿Es posible determinar la evolución geomorfológica del cráter del Tungurahua para un periodo eruptivo de larga duración (1999-2016) a partir de imágenes aéreas oblicuas térmicas y visuales?

¿Se puede establecer una relación temporal de causa-efecto entre la actividad volcánica y los cambios geomorfológicos del cráter del Tungurahua?

¿Es posible calcular parámetros morfométricos y la variación del volumen del cráter mediante el uso de modelos digitales de elevación (MDEs) fotogramétricos creados a partir de imágenes aéreas oblicuas?

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. OBJETIVO GENERAL

Estudiar los cambios geomorfológicos en el cráter del volcán Tungurahua a través de imágenes visuales y térmicas aéreas oblicuas obtenidas en el periodo 2002 - 2016.

1.4.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Obtener una caracterización de la evolución temporal del cráter del volcán Tungurahua.
- Identificar y describir las estructuras formadas en el cráter y su relación con la actividad eruptiva.
- Calcular los parámetros morfométricos y la variación volumétrica del cráter en m³, en base a la comparación de MDEs entre el periodo 2002-2016.

1.5. LIMITACIONES

- Para este trabajo se utilizarán principalmente imágenes aéreas oblicuas (VIS y IR) tomadas por el personal del IG-EPN, durante los sobrevuelos al volcán entre los años 2002 y 2016. Por lo que los resultados a obtenerse se verán condicionados a la cantidad (resolución temporal) y calidad (resolución espacial) de las imágenes disponibles, así como también a: (1) la distancia de adquisición y campos de visión (FOVs) entre imágenes; (2) la complejidad del terreno y cambios en la pendiente; y (3) el oscurecimiento o encubrimiento del cráter por condiciones climáticas desfavorables o por las manifestaciones superficiales de la actividad volcánica (generalmente, plumas de emisión).
- Para el análisis morfométrico del cráter se utilizarán modelos digitales de elevación de 2008, 2012 y 2018, obtenidos de varias fuentes y resoluciones. También, se generarán MDEs por medio de la fotogrametría de las imágenes aéreas oblicuas disponibles (VIS o IR). Para esto, no se tienen puntos de control terrestre (GCPs), así como en gran parte de las fechas no se conoce la orientación de la cámara en el momento de la toma de imágenes aéreas, lo cual condicionará el resultado final del proceso de fotogrametría de imágenes aéreas oblicuas.

CAPÍTULO II: MARCO TEÓRICO

2.1 CONTEXTO GEODINÁMICO

El margen ecuatoriano se sitúa en un contexto de subducción desde hace ~209 Ma (Spikings et al., 2015). En la geodinámica actual, el magmatismo, el vulcanismo, la deformación y la sismicidad son el resultado de la subducción litosférica entre la placa oceánica Nazca y la placa continental Sudamericana, a una velocidad de ~ 60 mm/a con una dirección de ~ N81°E (Trenkamp et al., 2002; Kendrick et al., 2003; DeMets et al., 2010; Nocquet et al., 2014). A los 0.5° N, la fosa de subducción cambia de dirección N-S a NE, mostrando una convergencia oblicua. Esta oblicuidad produce un acortamiento y deformación cortical considerable en la placa continental; a tal grado que esta deformación interna se estaría distribuyendo, acomodando y liberando a través del desplazamiento y/o extrusión del Bloque o Sliver Nor-Andino (NAS) por el sistema de fallas transpresivo Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP), a una velocidad relativa de 8 a 10 mm/a en una dirección N35°E, con respecto a la Placa Sudamericana (Nocquet et al., 2014; Alvarado et al., 2016; Yepes et al., 2016; Mora-Paéz et al., 2019; Figura 2.1).

La placa Nazca nace de la fragmentación de la placa Farallón hace ~23 Ma (Oligoceno Tardío) y como evidencia de esta ruptura se tiene la Zona de Fractura de Grijalva (GFZ) de 500 m de altura (Meschede & Barckhausen, 2000). En la placa Nazca, la GFZ marca un contraste reológico y de densidad, separándola en: i) un dominio sur profundo (cerca de 5000 m), correspondiente a los restos de la Placa Farallón de 25 a 30 Ma, y ii) un dominio norte de menor profundidad, más joven de 10 a 26 Ma, derivado del centro de expansión Galápagos (Lonsdale, 2005; Yepes et al., 2016). En el dominio norte como rastro de la actividad del punto caliente de Galápagos en la placa Nazca durante el Neógeno se tienen las dorsales asísmicas de Cocos en dirección NE, así como la Carnegie al E de 200-250 km de ancho y 2 km de alto (Lonsdale, 1978; Pennington, 1981; Sallarès & Charvis, 2003; Sallarès et al., 2005; Figura 2.1).

Hoy en día, la subducción se caracteriza por el ingreso de la placa Nazca bajo el continente, junto a la dorsal asísmica de Carnegie y la GFZ, las cuales se cree que han ingresado a una profundidad de 300 a 500 km, y que actúan como un concentrador de esfuerzos en la nucleación y propagación de terremotos, además de afectar el gradiente térmico en profundidad y a las fuentes magmáticas profundas, lo que podría explicar la alta densidad del arco volcánico ecuatoriano (Martin et al., 2014; Yepes et al., 2016). Las edades propuestas para la colisión de Carnegie al continente varían entre 1 a 15 Ma y para la fractura de Grijalva se considera que ha estado en subducción por lo menos desde los últimos 3 a 6 Ma. No obstante, la participación y colisión de la dorsal de Carnegie y la GFZ en los procesos de subducción y geología del Ecuador, aún no está claro y todavía se debate (Michaud et al., 2009; Martin et al., 2014; Yepes et al., 2016).

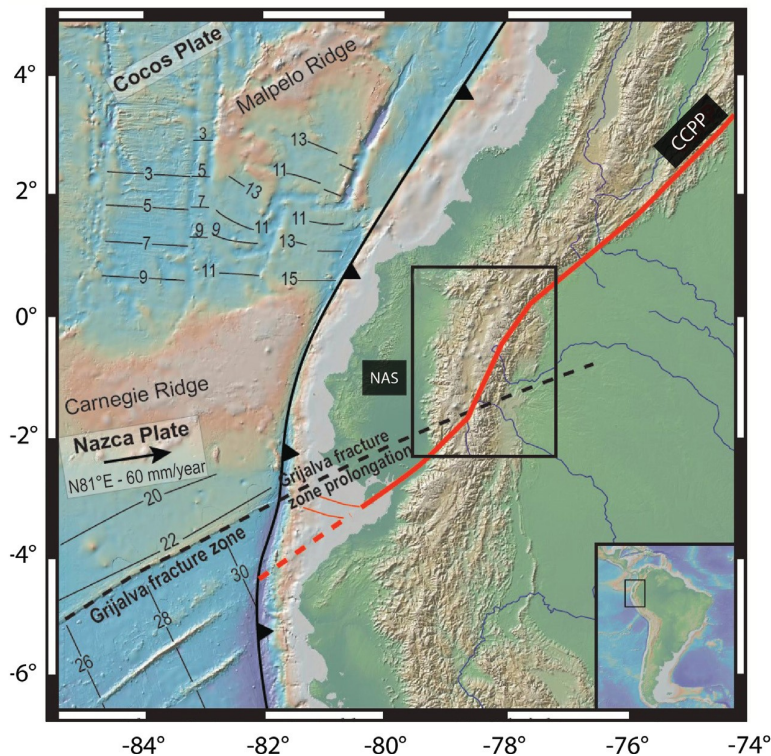


Figura 2. 1. Marco geodinámico del Ecuador. Muestra la subducción de la placa Nazca y dorsal de Carnegie, y en el margen continental, la proyección de la Fractura de Grijalva, el Sliver Nor-Andino (NAS) y el sistema de fallas Chingual-Cosanga-Pallatanga-Puná (CCPP). Modificado de Ancellin et al. (2017).

2.2 VOLCANISMO PLIO-CUATERNARIO EN EL ECUADOR

La Cordillera de los Andes es un ejemplo clásico de una cadena montañosa construida en un margen de subducción en la que, en su dominio sur al interior de los Andes Septentrionales, entre los 1°N y 2°S se encuentra el arco volcánico continental ecuatoriano. Este arco volcánico posee una longitud de 600 km y un ancho de 150 a 180 km, con una corteza continental subyacente de al menos 50 km de espesor (Feininger y Seguin, 1983; Coltorti & Ollier, 2000). Por otra parte, este arco volcánico al sur de los 2°30 S presenta un “gap volcánico”, caracterizado por una ausencia de volcanes desde el Plioceno (Hall & Calle, 1982).

El arco volcánico continental del Ecuador es uno de los arcos volcánicos más densos del mundo con un espaciamiento promedio de al menos 10 km entre un volcán y otro (Bernard & Andrade, 2016). Este está compuesto de al menos 76 centros volcánicos, cada uno con un basamento, una morfología, un estilo eruptivo y una geoquímica diferente (Hall et al., 2008; ‘Instituto Geofísico - EPN’, s.f.). De los cuales se han catalogado cincuenta y dos volcanes como “extintos o en reposo” (última erupción > 11 700 años), dieciséis como “potencialmente activos” (última erupción < 11 700 años), seis como “activos” (última

erupción > 1532 AD) y dos en “erupción” con actividad eruptiva en el 2019 (‘Instituto Geofísico - EPN’, s.f.; Figura 2.2).

Estos volcanes se encuentran distribuidos de oeste-este a lo largo de los siguientes dominios estructurales: (1) Cordillera Occidental con un basamento oceánico cretácico, asociado a la colisión y acreción de la Gran Provincia Ígnea del Caribe (CLIP) con Sudamérica a los ~75 -65 Ma (Spikings et al., 2010); (2) Valle Interandino compuesto por una serie de cuencas sedimentarias del Mioceno al Holoceno tardío, formadas por el levantamiento diferencial de los Andes durante los últimos ~6 a 5 Ma (Winkler et al., 2005); (3) Cordillera Real con un basamento continental heterogéneo, formado por rocas metamórficas y volcano-sedimentarias del Cretácico- Paleozoico, intruidas por granitoides mesozoicos tipo I y S (Litherland et al., 1994; Spikings et al., 2015); y (4) Levantamiento Subandino o Trasarco, asociado al cratón Guayanés, y compuesto por rocas Jurásicas, Cretácicas y del Paleógeno (Ruiz et al., 2007). Además, se considera que la actividad de fallas mayores y la presencia de zonas de sutura (Alvarado et al., 2016) en la corteza continental, han favorecido el ascenso del magma y han participado en el desarrollo del arco volcánico continental ecuatoriano desde los 400–300 ky (Bablon et al., 2019; Figura 2.2).

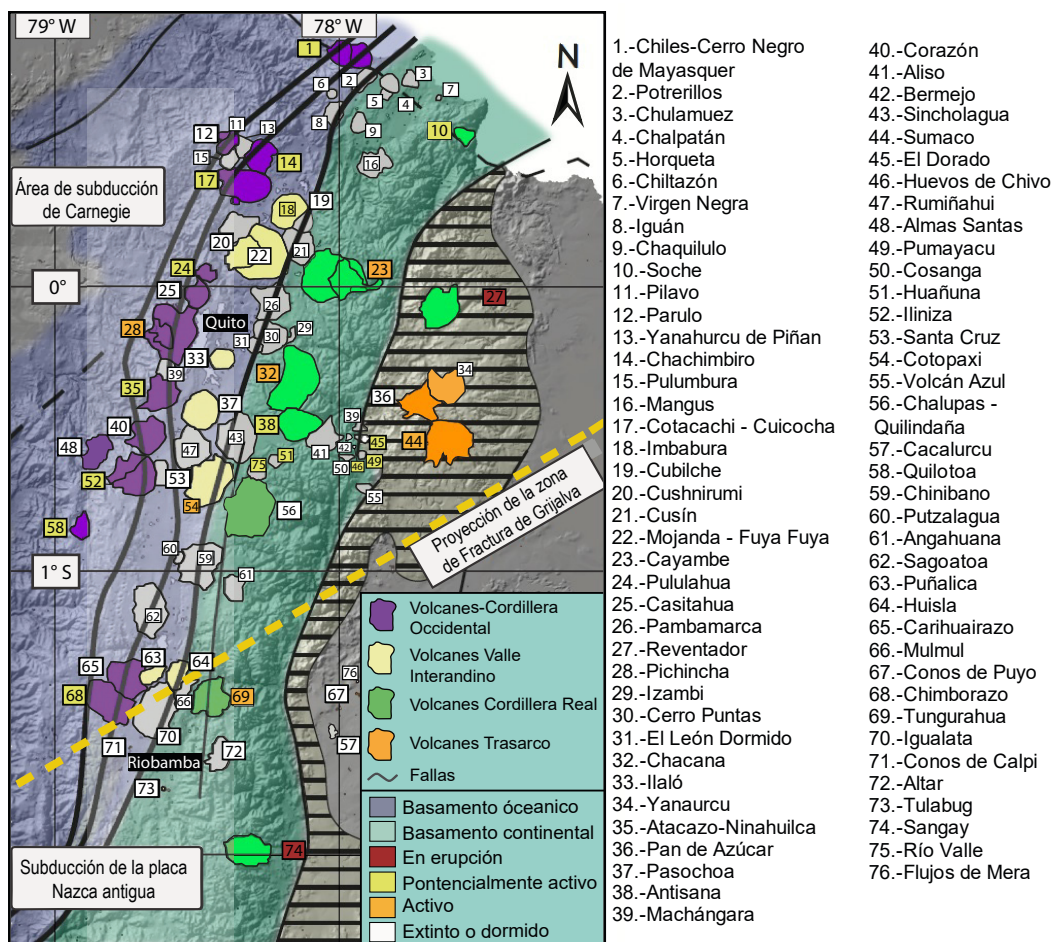


Figura 2. 2. Arco Volcánico Cuaternario del Ecuador. Modificado de Ancellin et al. (2017).

2.3 VOLCANES COMPUESTOS

Los volcanes compuestos o también llamados “estratovolcanes” son edificios volcánicos poligenéticos, compuestos por capas de flujos de lava intercaladas con material piroclástico, relacionados generalmente a márgenes convergentes y caracterizados por una actividad explosiva de magmas más diferenciados, ricos en sílice y volátiles. A menudo poseen características muy similares, aunque puede haber variaciones en su forma, tamaño, y número de ventos volcánicos. Morfológicamente, un volcán compuesto clásico se representa como un cono simétrico de flancos inclinados y con un cráter principal en la cima (Figura 2.3a), como por ejemplo el volcán Tungurahua. Esta arquitectura volcánica controla la distribución de los productos volcánicos, produciendo una mayor acumulación en la cumbre, que adelgaza a medida que se aleja del viento (Davidson & De Silva, 2000; Karátson, 2014).

La forma cónica “normal” en volcanes activos, implica una evolución morfológica compleja, controlada por una etapa de “crecimiento”, asociada a los procesos constructivos de erupción y emplazamiento de materiales volcánicos, y por una etapa de “destrucción” relacionada a procesos de erosión/ meteorización, y de pérdida de masa a través de deslizamientos y avalanchas de escombros. El crecimiento extrusivo asociado con la actividad explosiva, como el crecimiento endógeno por intrusiones syn-volcánicas (ej. diques, domos), contribuyen al aumento de la altura y volumen de un edificio volcánico (Biggs et al., 2010). Por otro lado, los procesos destructivos con el tiempo pueden modificar la forma del edificio volcánico desde un perfil “primario” con pendientes simples y una base restringida, a un perfil en estado de “equilibrio” más cóncavo con una base más ancha (Davidson & De Silva, 2000; Figura 2.3b).

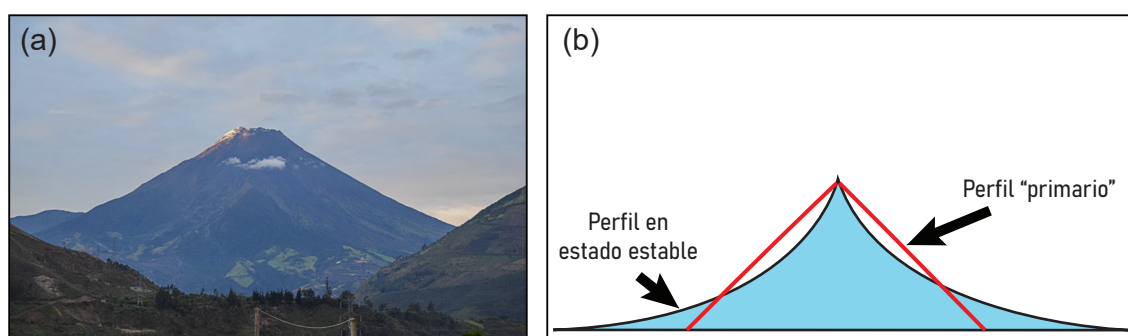


Figura 2. 3. (a) Forma clásica de un volcán compuesto activo, ejemplificado por el volcán Tungurahua (Foto: IG-EPN, 2017). (b) Perfil en estado maduro, estable o en “equilibrio”, y perfil primario con pendientes constantes. Modificado de Davidson & De Silva (2000).

CRÁTER VOLCÁNICO

Por otra parte, un cráter volcánico de explosión es una depresión con paredes escarpadas en forma de cuenco o embudo de menos de 1 km de diámetro, creado durante una

erupción por erosión y/o excavación, directamente sobre el ventó, a partir del cual los fragmentos son expulsados (Scarth, 1994; Valentine et al., 2012; Sigurdsson et al., 2015). Por lo general, se ha observado que varias cumbres albergan cráteres que se superponen parcialmente, es decir, en que un cráter está dentro de otro, donde el cráter interno está rodeado por un cráter externo menos profundo, a esto se lo define como cráteres “anidados” (Lipman, 1997; Lockwood & Hazlett, 2010). Además, se tienen algunos estudios de cráteres de explosión experimentales, como, los de Nordyke et al. (1961), Goto et al. (2001) y Valentine et al. (2012).

Normalmente en un volcán compuesto activo, los productos volcánicos salen a la superficie por un ventó central en forma de cráter, cuyas litofacies comúnmente son: brechas de relleno y tefra primaria gruesa (usualmente soldada), asociados a una zona de alteración hidrotermal, e intrusivos por debajo del ventó principal. En superficie, el ventó central puede estar ocupado o relleno completamente por un tapón o domo de lava, pudiendo llegar a ocultar la cavidad de un cráter preexistente. También, se pueden encontrar grandes masas de “spatter” aglutinado de lava e incluso restos de flujos de lava en los flancos superiores del cono, cerca de los bordes del cráter (Davidson & De Silva, 2000; Sigurdsson et al., 2015).

2.4 VOLCÁN TUNGURAHUA

El volcán Tungurahua (1.45°S, 78.43°W) es un volcán compuesto andesítico de forma cónica, casi simétrica y flancos escarpados con un gran relieve entre su base y cráter. Posee un área basal (A_b) de 160 km², un ancho basal (W_b) de 16 km y un volumen (V) de 92 km³ (Grosse et al., 2014). Morfológicamente, se caracteriza por un flanco oriental más erosionado, con valles glaciares en forma de U e incisiones fluviales profundas y un flanco occidental bastante suave y regular, recubierto por depósitos volcánicos recientes (Le Pennec et al., 2005; Bablon et al., 2018). Los flujos de lava más antiguos, en la zona de Runtún y Pondoá, forman un contrafuerte triangular con su vértice en dirección hacia la cumbre máxima (Bustillos, 2008). Por otro parte, al noroeste de su cima, bajo la cumbre máxima (5023 m snm) se abre un cráter semi-elíptico con su borde noroccidental más bajo, dentro del cual se tiene un cráter interno, más pequeño e irregular (Bernard et al., 2018). En el sector oriental de su cima en ciertas ocasiones aún se observa un glaciar residual menor a 0.01 km³ de hielo (Le Pennec et al., 2005).

El edificio volcánico está compuesto por: (1) un cono superior de pendientes fuertes (35-45°) con una red de drenaje irregular, situado por encima de los ~3500 m snm; (2) un cono intermedio con quebradas pronunciadas, situado entre los 3500-2300 m snm con pendientes entre 30-35° a 20° y (3) un cono inferior de pendientes más suaves (10-20°), con unas pocas quebradas, situado por debajo de los 2300 m snm (Bernard et al., 2014; Figura 2.4).

El cono volcánico posee un drenaje radial, marcado por las numerosas quebradas que descienden desde la cima hasta desembocar en los ríos: Puela, Patate y Chambo, ubicados en su base sur, norte y oeste, respectivamente. Los dos últimos, confluyen formando el Río Pastaza, que alimenta la cuenca amazónica. Además, su topografía circundante varía entre 2000 y 3000 metros de elevación (Le Pennec et al., 2005; Figura 2.4).

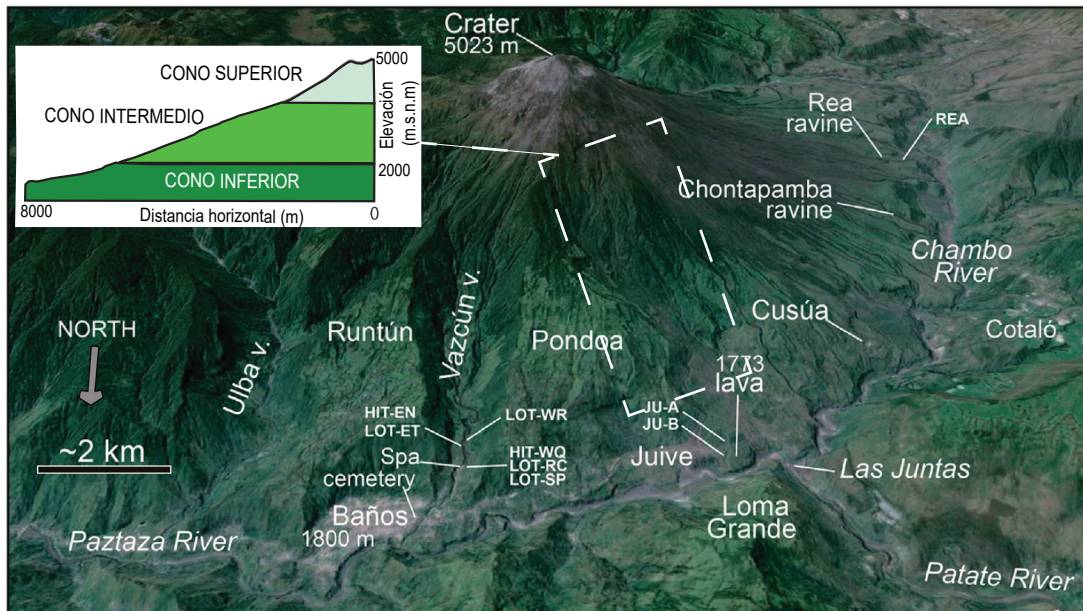


Figura 2. 4. Vista norte del volcán Tungurahua y poblados adyacentes. Modificado de Le Pennec et al. (2016). En la esquina superior izquierda, esquema de los dominios morfológicos del Tungurahua. Tomado de Bernard et al. (2014).

2.4.1 BASAMENTO

El volcán Tungurahua está construido sobre el basamento metamórfico de la Cordillera Real de edad Paleozoica-Mesozoica. En base a criterios petrológicos y estructurales, este ha sido descrito en términos de cinco divisiones litotéctónicas principales, de Oeste a Este: Guamote, Alao, Loja, Salado y Zamora. Separados unos de otros por lineamientos regionales de rumbo NNE-SSW, definidos como: Peltetec (PF), Frente Baños (BF), Llanganates (LF) y Cosanga-Méndez (CF), respectivamente (Kennan & Pindell, 2009; Aspden & Litherland, 1992; Litherland et al., 1994; Pratt et al., 2005).

En particular, el basamento del Tungurahua está compuesto por una zona occidental cubierta por productos volcánicos cuaternarios, una zona central compuesta por la división Alao, y una zona oriental, asociada a la división Loja (Pratt et al., 2005; Figura 2.5).

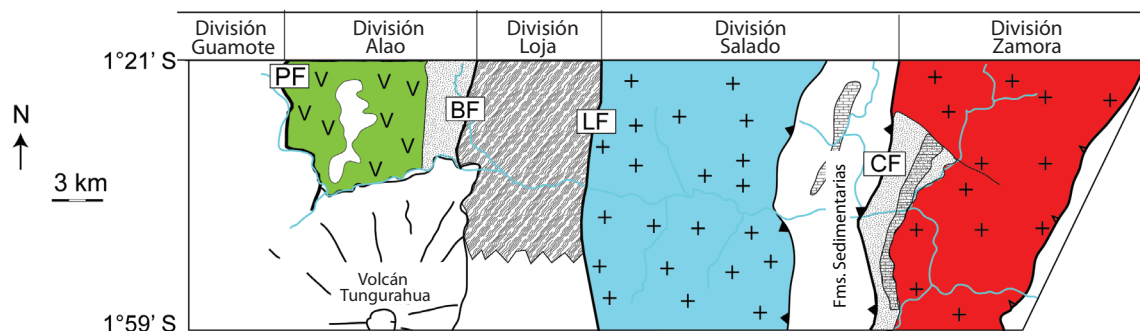


Figura 2. 5. Basamento del volcán Tungurahua y su relación con las divisiones litotectónicas de la Cordillera Real. Modificado de Spikings et al. (2015).

2.4.1.1 División Alao

La división Alao, ubicada en las estribaciones occidentales de la Cordillera Real está compuesta por el Complejo Ofiolítico Peltetec y el Arco Volcánico Alao (Litherland, 1987; Litherland et al., 1994).

El *Complejo Ofiolítico Peltetec* es una zona estrecha (<2 km), compuesta por rocas volcanoclásticas, basaltos, doleritas, serpentinitas, peridotitas, metanoritas, metagabros, cherts y filitas (Fortey, 1990; Litherland et al., 1994; Reyes, 2006). Estas rocas se han interpretado como una zona de paleo-subducción relacionada a la colisión (sutura) de los terrenos pre-Cretácicos del Ecuador (Litherland et al., 1994), así como rocas asociadas a un plateau oceánico, o a una cuenca de trasarco, como corteza transicional (Spikings et al., 2015). En base a edades mínimas de cristalización de 134.7 ± 0.9 Ma y 134 ± 13 Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -plagioclasa; Spikings et al., 2015) tendría una edad Cretácico Temprano (Era Mesozoica).

El *Arco Alao* corresponde a un arco volcánico edificado sobre un margen continental adelgazado en un ambiente marino (Spikings et al., 2015). Este está dividido en tres unidades: (1) unidad Maguazo o zona de antearco, compuesta por una secuencia turbidítica y volcánica de carácter basalto-andesítico; (2) unidad Alao-Paute, compuesta por esquistos verdes y rocas verdes de composición andesítica, además de meta-basaltos masivos intruidos por diques de metagabros y basaltos en almohadilla (Pratt et al., 2005); y (3) unidad El Pan o zona de trasarco, compuesto por esquistos pelíticos, mármoles y filitas cuarzo-sercíticas con lentes de cuarcita (Litherland et al., 1994).

La edad del Arco Alao no está bien definida, pero se estima una edad Jurásico Superior-Cretácico Inferior, en base a palinomorfos y edades geocronológicas en zircones detríticos entre $163.6 \pm 1,6$ Ma y ~ 2.4 Ga, las cuales, además, limitan su edad estratigráfica máxima a ~ 163 Ma, y revelan una fuente asociada al cratón, sugiriendo que el Arco Alao se originó *in situ* (Cochrane, 2013; Spikings et al., 2010; Spikings et al., 2015).

2.4.1.2 División Loja

La división Loja ubicada en el eje de la Cordillera Real, constituye una estrecha asociación entre meta-pelitas y meta-semipelitas de la unidad Chigüinda y Agoyán, y granitoides y ortogneises tipo-S de la unidad Tres Lagunas. También incluye, migmatitas y anfibolitas basálticas de la unidad Sabanilla y Monte Olivo (Litherland et al., 1994). El basamento del Tungurahua situado en el segmento norte, según Pratt et al. (2005) comprende únicamente:

La unidad Agoyán del Paleozoico (?) compuesta por esquistos pelíticos y paragneises, de la que se tiene una edad $^{4206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 207.6 ± 9.2 Ma, tomada de los bordes de un zircón metamórfico (Cochrane, 2013). Y la unidad Tres Lagunas, compuesta por granodioritas, monzogranitos, granitos y gneises con “cuarzo azul”, variablemente deformados y recristalizados con edades de cristalización $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de 231 a 235 Ma, de edad Triásica. (Litherland et al., 1994; Cochrane et al., 2014; Spikings et al., 2015).

2.4.2 EVOLUCIÓN GEOLÓGICA

El Tungurahua está compuesto por tres edificios volcánicos sucesivos con lavas geoquímicamente similares: Tungurahua I, II y III. Los dos primeros fueron parcialmente destruidos por colapsos laterales a los ~ 35 ky y ~ 3 ky, respectivamente; siendo el Tungurahua III, el cono actual (Hall et al., 1999; Bablon et al., 2018; Figura 2.6).

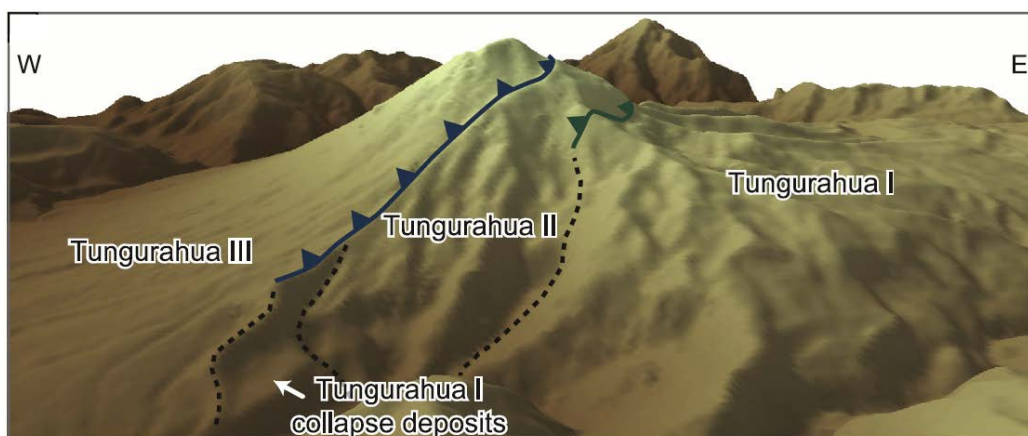


Figura 2. 6. Tungurahua I, II y III. Cicatrices del colapso de flanco a los ~ 3 ky (línea azul) y ~ 35 ky (línea verde), respectivamente. Tomado de Bablon et al. (2018).

2.4.2.1 Tungurahua I

El Tungurahua I se construyó sobre el basamento metamórfico de la Cordillera Real entre 293 ± 10 y 79 ± 3 ky, a una tasa de productividad magmática de $0.6 \pm 0,2$ km³ / ky. Este fue un estrato-cono de carácter andesítico a dacítico, de forma cónica, perfil lineal y base elíptica. Con una cima bastante plana, situada a 2 km al sureste de la cima actual, la cual alcanzó su punto máximo a una elevación mínima de 4500 m. Durante estos ~ 212 ky de

construcción, el volumen total de productos volcánicos emitidos y erosionados fueron de $\sim 124 \text{ km}^3$ y de $\sim 68 \text{ km}^3$, respectivamente. Los restos actuales de este primer edificio se encuentran en las mesetas de Pondoá, Runtún, Ulba, Minsas y Patacocha (Bablon et al., 2018). Petrográficamente consisten en andesitas de dos piroxenos con o sin olivino, y una fase más ácida de dacitas con biotita. Las superficies de Runtún y Pondoá están compuestas por flujos de lava de un espesor de $\sim 400 \text{ m}$, las cuales actualmente se encuentran cortadas por los valles de Vazcún y Ulba (Le Pennec et al., 2005). Luego de un período de inactividad de $\sim 50 \text{ ky}$ se produjo un primer colapso en el sector occidental a los $\sim 35 \text{ ky}$, cuya avalancha de escombros, relleno el valle de Chambo formando terrazas donde hoy en día se encuentran los poblados de Penipe, San José de Chazo, La Providencia, Guanando, Pillate y Cotaló, cubriendo un área aproximada de 64 km^2 . Transportando un volumen de material de $\sim 10 \text{ km}^3$ y dejando una cicatriz de colapso, la cual se sugiere que se podría situar al oeste de una segunda cicatriz, formada posteriormente a los $\sim 3 \text{ ky}$ por el colapso del Tungurahua II (Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2005; Bustillos et al., 2011; Bablon et al., 2018).

2.4.2.2 Tungurahua II

El Tungurahua II fue un volcán compuesto predominantemente andesítico con un perfil de elevación del tipo exponencial cóncavo, el cual fue construido rápidamente sobre el anfiteatro del Tungurahua I entre ~ 29 y 3 ky , a una tasa eruptiva de $0.9 \pm 0.2 \text{ km}^3 / \text{ky}$, generando un volumen total de productos volcánicos de $\sim 25 \text{ km}^3$ (Bablon et al., 2018). Los vestigios de este edificio se distribuyen en los flancos noroeste, alrededor del área de Juive Grande, y en el suroeste, constituyen la secuencia de lavas Tiacos. Estas lavas de $80\text{-}100 \text{ m}$ se componen de andesitas de alto sílice ($57.7\text{-}60.7\%$ de SiO_2), las cuales yacen sobre los flujos de lava del Tungurahua I (Le Pennec et al., 2005). Un segundo episodio de colapso del flanco occidental ocurrió en el edificio a los $2960 \pm 30 \text{ BP}$, y fue acompañada por una poderosa erupción (IEV 5, la erupción más fuerte del Holoceno del volcán Tungurahua), la cual produjo un “blast volcánico” y una gran columna subpliniana. Generando un volumen de colapso de $\sim 2.8 \text{ km}^3$, cuyo depósito de escombros, posiblemente tipo Bezymianny, cubrió un área aproximada de 23 km^2 desde el noroeste hasta el borde suroeste del volcán, extendiéndose por las planicies de Cotaló y Pillate, y también aguas arriba de los valles de los ríos Patate y Chambo. Este segundo colapso fue seguido por la extrusión de flujos de lava dacíticos y un periodo de reposo de 700 años. Esta erupción de 3 Ky define el final del edificio Tungurahua II y el comienzo del Tungurahua III (Hall et al., 1999; Jaya et al., 2003; Le Pennec et al., 2005; Bustillos, 2008; Le Pennec et al., 2013; Le Pennec et al., 2019).

2.4.2.3 Tungurahua III (Cono actual)

El edificio actual, denominado Tungurahua III ha crecido durante los últimos 2300 años, ocupando la tercera parte occidental del complejo, sobre la depresión dejada hace ~3 ky por el edificio antiguo. Este ha mantenido una actividad eruptiva casi continua e intercalada por varios periodos de inactividad; con un tiempo mínimo de recurrencia de al menos una erupción con corrientes de densidad piroclástica por siglo (Le Pennec et al., 2005). El volumen de depósitos que ha generado es de ~7km³, menor en comparación al de sus antecesores; los cuales generalmente se han depositado sobre sus flancos occidentales. Petrográficamente, revela composiciones andesíticas (56-59% de SiO₂), con erupciones poco frecuentes (IEV ≥ 4) que involucran magmas dacíticos, caracterizadas por caídas de tefra regional y generación de flujos piroclásticos de piedra pómez (Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2016; Bablon et al., 2018). Actualmente se encuentra desarrollándose a una tasa de productividad relativamente alta de 2.5 ± 1.0 km³/ky (Bablon et al., 2018).

2.4.2.3.1 Tungurahua III-1

El primer periodo del Tungurahua III de 2300 a 1400 años BP comprende tres unidades volcánicas, en las que no se observó una evolución petrológica significativa, y cuyos materiales fueron depositados en diferentes zonas y en distintos tiempos en el flanco occidental. Se tiene dos episodios efusivos principales, el primero asociado a la secuencia de lavas de Las Juntas de 140 m, separado por grandes episodios piroclásticos (ej. los flujos de escoria de Motilones y La Pirámide) de un segundo evento, el cual a su vez está asociado a flujos de lava que descendieron por los flancos norte y noroeste hacia Pondoá, Juive Chico, Juive Grande y el valle de Vazcún (Hall et al., 1999; Bustillos, 2008).

2.4.2.3.2 Tungurahua III-2

El segundo periodo del Tungurahua III inició hace ~1200 AP y continúa aún en el presente. En este se han identificado ocho periodos eruptivos precolombinos y cinco periodos históricos importantes, que tuvieron lugar en 1641-1646, 1773-1781, 1886-1888, 1916-1920 y 1999-2016 (Hall et al., 1999). Alcanzando un IEV de 4 en 1886 (Samaniego et al., 2011). En general, estos se relacionan a magmas andesíticos y en menor medida a una composición dacítica, y se caracterizan en mayor y menor intensidad por episodios repetitivos de caídas de tefra, CDPs, lahares y flujos de lava (Mothes et al., 1998; Hall et al., 1999; Le Pennec et al., 2005; Hall et al., 2013). Además, estos periodos eruptivos poseen una recurrencia de ~ 100 años, y fueron de tamaño moderado a grande, por lo que alcanzaron un índice de explosividad volcánica (IEV) de 3 y 4 (Hall et al., 1999; Mothes et al., 2015; Andujar et al., 2017; Bablon et al., 2018).

2.4.3 CRÓNICAS HISTÓRICAS DEL CRÁTER

La mención más antigua del volcán Tungurahua, podría corresponder al pueblo Shuar que lo denominaba Tungurúa, que en su lengua significa infierno, así como al pueblo andino Puruháe que lo tenían por deidad femenina (Kolberg, 1989; Moreno, 2017). El primer escrito acerca del cráter del Tungurahua data de 1605, en el cual se describe una boca (cráter) grande de aproximadamente dos cuadras (~ 200 m) (Kolberg, 1989). Además, se indica que anterior a la conquista, el volcán no se había activado, por lo que su cúspide poseía una forma piramidal con una terminación cerrada en forma de aguja (Kolberg, 1989; Reyes, 2001).

A mediados del siglo XVIII, durante el periodo colonial, el historiador y sacerdote Juan de Velasco, menciona al Tungurahua como un monte, y no como un volcán. Por lo que, Martínez (1932) sugiere que es probable que en aquel momento el volcán careciera de un cráter visible. Esto debido posiblemente a un tapón de lava que habría cubierto el cráter y la cumbre del volcán. Tras la erupción de 1773, gran parte de este tapón habría sido expulsado, liberando el área del cráter y quedando este a la vista.

El geólogo alemán Alphons Stübel, el 8 de febrero de 1873 llegó por primera vez al cráter del volcán Tungurahua, desde donde realizó una detallada descripción de la morfología del cráter. Por lo que, se sabe que en aquel tiempo el cráter poseía una forma circular de ~ 500 m de diámetro con una profundidad de ~ 80 m. Un borde sur más alto (a 5087 m snm), cubierto por un potente glaciar. Y un borde oeste más bajo (a 4927 m snm), en el cual, el punto más bajo se ubicaba en el sector noroeste, a tan solo 4886 m snm. Además, menciona que la emisión del flujo de lava el “Reventazón de Juive Grande” en 1773, probablemente habría sido el responsable de la ampliación de la abertura en forma de escotadura que caracteriza al borde noroccidental (Stübel, 2004; Figura 2.7).

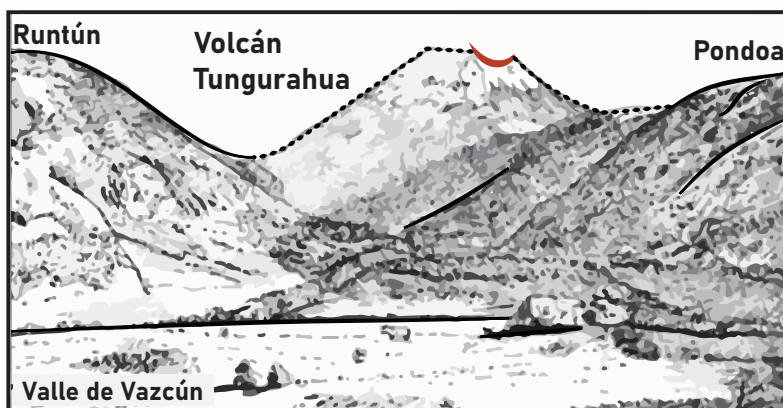


Figura 2. 7. Vista desde el valle de Vascún al volcán Tungurahua. Pintura del siglo XIX, creada entre el año 1871 y 1873. Borde noroccidental del cráter en escotadura (línea roja).

Modificado de Stübel (2004).

En 1932 se publicó el libro de Nicolás G. Martínez “Las grandes erupciones del Tungurahua de los años 1916-1918”, en que se tienen varias descripciones del cráter del

Tungurahua. En este libro, el autor señala que, tras la erupción de 1886, la escotadura habría sufrido una erosión de más de 40 m, situándose ahora a 4846 m snm, así como también, se habrían profundizado las paredes verticales del flanco superior norte, formando un corredor. En 1900, Luis Martínez, hermano del autor, llega por primera vez a una cumbre secundaria en forma de pirámide, situada en el borde sur del cráter, y de quien esta cumbre toma su nombre. Desde aquí, describe al cráter como un abismo sin fondo, con un eje E-O más ancho y de ~ 400 m de profundidad. Compuesto por un borde sur y este, amplio y poco accidentado, y un borde oeste similar al filo de una navaja. Además, observa desgarres en la paredes internas y derrumbamientos del borde cráter depositadas sobre su base. Por el contrario, Nicolás Martínez en 1905 describe un cráter cerrado, ligeramente ovalado, en forma de embudo con bordes sumamente desiguales y con un diámetro mayor de ~ 500 m, en dirección ONO-ESE. Compuesto por un borde más alto y de mayor espesor al este y sur, y un borde de menor altura, más angosto al oeste. También describe a la chimenea volcánica como un cuadrilátero imperfecto de 200 metros de largo, por ciento de ancho con un eje mayor en dirección NO-SE. Adicionalmente, luego de seis años en 1911, el autor denotó que el fondo del cráter se había elevado.

Tras el periodo eruptivo de 1916-1918, Martínez (1932) observó varios cambios en la morfología del cráter, los cuales se observan en la Figura 2.8. Además, señala que:

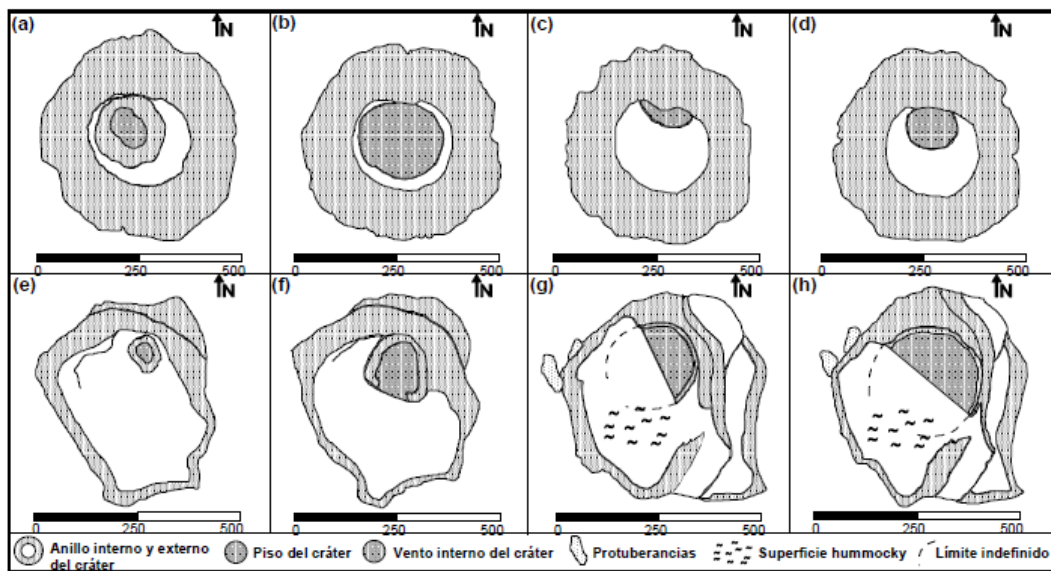


Figura 2. 8. Cambios geomorfológicos del cráter del Tungurahua. **(a)** Antes de 1916. **(b)** Después de la erupción de 1916. **(c)** Antes de 1918. **(d)** Después de la erupción de 1918. **(e)** El 7 de octubre de 1999. **(f)** El 11 de octubre de 1999. **(g)** El 15,16 y 19 de octubre de 1999. **(h)** El 24 de octubre de 1999. Tomado de Molina (2001).

En las erupciones de marzo de 1916 se observaron grandes derrumbamientos internos del cráter, lo cual aumentó considerablemente su diámetro, en que la llanura de ~ 300 m que se extendía en el lado E del cono, habría pasado a formar parte integral de este, aumentando así el diámetro del cráter a ~ 800 m. Estos derrumbamientos fueron tan

considerables, que obstruyeron el centro del cráter; puesto que durante mucho tiempo se observó que pequeñas columnas de gases, que anteriormente salían ocupando todo el perímetro del cráter, luego salían únicamente por los extremos.

En el periodo eruptivo de 1918 se registraron entre enero y noviembre, siete erupciones de alta explosividad y de corta duración. De estas la más violenta se produjo el 5 de abril de 1918, la cual fue seguida, el 18 de mayo por una erupción de menor intensidad. En la que se observó la emisión de un flujo de lava, la obstrucción del cráter casi por completo, y la formación de un pequeño segmento o amontonamiento piroclástico en forma de medialuna sobre el borde norte del cráter. Tras este evento, le siguieron dos grandes erupciones en junio y noviembre, en las que se observó que el cráter se había abierto un poco, sin que desapareciera por completo el tapón que obstruía al cráter.

2.4.4 ACTIVIDAD DEL CICLO ERUPTIVO 1999-2016

Tras casi ocho décadas de quietud, desde el periodo eruptivo de 1916-1920, el volcán Tungurahua inició un nuevo periodo de actividad volcánica en 1999, cuya última fase eruptiva se registró en febrero - marzo de 2016 (Bernard et al., 2017). Este periodo representó un ciclo de actividad de larga duración, el mayor registrado para el volcán Tungurahua, con una duración de diecisiete años. El Tungurahua experimentó un periodo de actividad de larga duración al igual que los volcanes Popocatépetl en México y Soufrière Hills en la isla de Montserrat, con la diferencia de que, debido a su viscosidad relativamente baja, el Tungurahua no presentó la formación de domos (Andújar et al., 2017; Bell et al., 2017; Battaglia et al., 2019; Gaunt et al., 2020). Por otra parte, a lo largo de este tiempo, la actividad volcánica ha estado acompañada por manifestaciones superficiales de la actividad, presencia de anomalías térmicas, así como por señales sísmicas, infrasónicas, de deformación en el edificio y de desgasificación volcánica (IG-EPN).

La actividad volcánica consistió en explosiones de corta duración, tipo “canon like” y freática, así como erupciones de estilo estromboliano, estromboliano violento, vulcaniano, y, un evento subpliniano en agosto de 2006. Presentó fases de actividad tipo fuente de lava, fuente piroclástica baja, ventilación de ceniza o “ash-venting”; y de transición de estilo, generalmente entre vulcaniano y estromboliano. A nivel superficial se observaron emisiones continuas y esporádicas de gas y ceniza, eyecciones balísticas, CDPs y ocasionales flujos de lava (Molina, 2001; Mothes et al., 2001; Le Pennec et al., 2005; Ruiz et al., 2005; Samaniego et al., 2011; Eychenne, 2012; Le Pennec et al., 2012; Wright et al., 2012; Hall et al., 2013; Hall et al., 2015; Hidalgo et al., 2015; Bustillos et al., 2017; Bernard, 2018; Battaglia et al., 2019). Por otro lado, se reportaron caídas de ceniza (tefra) subregionales a regionales que, en casos excepcionales, como en las erupciones de mayo de 2010 que llegaron a Guayaquil y de febrero de 2014 que llegaron hasta la región austral

del Ecuador (Mothes et al., 2015; Bustillos et al., 2016). Adicionalmente, el volumen de tefra emitido de 1999 al 2015 ha sido estimado en 0.13 km³ (Bustillos et al., 2016).

El periodo de actividad 1999-2016 del volcán Tungurahua está compuesto por: (1) un ciclo de actividad de larga duración (1999 - agosto 2008), casi continuo con una notable desgasificación pasiva; y (2) un ciclo de actividad episódica (diciembre 2008 – marzo 2016), con periodos de inactividad, cada vez más frecuentes, largos y sin una desgasificación significativa (Hidalgo et al., 2015). Del 2010 al 2016 el comportamiento del volcán cambió notablemente de una actividad predominantemente estromboliana a una actividad con eventos de corta duración de carácter vulcaniano, más frecuentes, más intensos y de mayor energía; acompañados a menudo por CDPs. Varios de estos eventos sucedieron súbitamente con pocas señales precursoras o ninguna antes de reanudarse la actividad. Esto se observó con mayor frecuencia en el 2013 – 2014, con la ocurrencia de intensas pero breves erupciones vulcanianas (Arellano et al., 2008; Hidalgo et al., 2015; Hall et al., 2015).

Por otra parte, este periodo se caracterizó por una actividad “stop-start”, compuesta por fases de actividad de corta, intermedia y larga duración, separadas por periodos de inactividad, de hasta 353 días. Los periodos principales variaron en longitud de días a años, dentro de los cuales, la dinámica de la erupción podía cambiar rápidamente (de mayor a menor escala), de una fase de actividad explosiva alta (**HEA**: High Explosive Activity) a una fase de actividad explosiva baja (**LEA**: Low Explosive Activity) o a un periodo de inactividad (Hidalgo et al., 2015; Battaglia et al., 2019; Figura 2.9).

Hidalgo et al. (2015) determina los periodos de inactividad y fases explosivas de LEA y de HEA, en función a los siguientes criterios:

INACTIVIDAD: La actividad sísmica es débil con algunos sismos de largo periodo (LP) y volcanotectónicos (VT). Con ninguna actividad o poca, caracterizadas por la presencia de fumarolas débiles en el cráter y en la parte superior del cono y/o columnas de gas esporádicas (de 200 a 500 m snc).

ACTIVIDAD EXPLOSIVA BAJA (LEA): Caracterizada sísmicamente por numerosos sismos pequeños de explosión, eventos de LP y tremor (ocasionalmente armónico), y en relación a la actividad superficial por emisiones de ceniza y gas con explosiones de baja energía (tipo estromboliana), columnas de ceniza de hasta 3 km snc con un contenido variable de ceniza, pequeñas fuentes de corta duración de eyección incandescente con una altura de hasta 500 metros por encima del borde del cráter, así como ocasionales caídas de roca y avalanchas de corto alcance de material piroclástico. Esta actividad puede considerarse únicamente de tipo estromboliano.

ACTIVIDAD EXPLOSIVA ALTA (HEA): Se define principalmente por la presencia de explosiones de alta energía (tipo vulcaniana) acompañadas por cañonazos, que se

pueden llegar a escuchar hasta a 30 km del viento. Se caracteriza por grandes sismos de explosión con componentes de largo periodo y señales acústicas en forma de N, eventos de largo periodo, tremores de emisión y armónicos, y terremotos volcanotectónicos. En superficie se observan columnas eruptivas, generalmente entre 1 - 4 km snc, pero que en paroxismos pueden alcanzar de 8 a 10 km, fuentes de lava y eyecciones de material incandescente con una altura de hasta 1 km snc, así como corrientes de densidad piroclástica que alcanzaron distancias de 3 a 6.5 km desde el viento. El contenido de ceniza en las columnas eruptivas es generalmente alto, por lo que presenta una coloración de gris oscuro a negro. Puede presentar además caídas intensas de ceniza. Este tipo de actividad se relaciona con un estilo vulcaniano, que puede variar a eventos estrombolianos más o menos violentos.

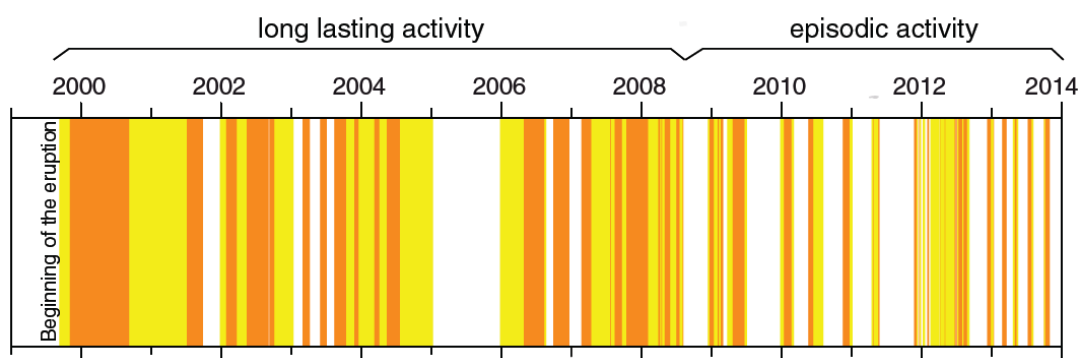


Figura 2.9. Periodo eruptivo 1999-2014 del volcán Tungurahua, con los periodos de inactividad (franja blanca), baja actividad explosiva (LEA, franja amarilla) y alta actividad explosiva (HEA, franja naranja). Tomado de Hidalgo et al. (2015).

2.4.4.1 RESUMEN DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA

El resumen del ciclo de actividad volcánica 1999-2016 expuesto a continuación se realizó a partir de los informes del IG-EPN (<https://www.igepn.edu.ec/tungurahua-informes>) y artículos científicos. Por otra parte, la actividad volcánica Pre-2007 y Post-2007 del volcán Tungurahua, así como sus periodos y fases aquí descritos, se puede encontrar en el esquema grafico de la Figura 4.1 del Capítulo 4.

2.4.4.1.1 Actividad volcánica Pre-2007

En este trabajo, la actividad volcánica Pre-2007 está dividida por los periodos y fases: Periodo 1, Periodo 2 (Fases I - IV) y Periodo 3 (Fases V, VI).

PERIODO 1 Y 2 (OCTUBRE 1999 – ENERO 2005)

El Periodo 1 y el Periodo 2 se caracterizaron por un ciclo de actividad casi continuo, caracterizados por emisiones en un 90% por desgasificación pasiva (Arellano et al., 2008), episodios estrombolianos y raros episodios vulcanianos de intensidad variable (Hall et al., 2013) y fases explosivas de baja a moderada actividad ($IEV \leq 2$) intercaladas por periodos

de inactividad, que ocurrieron de forma progresiva (Hidalgo et al., 2015). En este tiempo, no se generaron corrientes de densidad piroclástica (CDPs). Además, de 1999 al 2004 se estimó la liberación de $25 \times 10^6 \text{ m}^3$ de tefra a la atmósfera (Wright et al., 2012).

El Periodo 1 (octubre 1999 – octubre 2001), tras un proceso de limpieza freática en el vento del Tungurahua, inició su actividad magmática el 11 de octubre de 1999 (Bustillos et al., 2017). Este se caracterizó por erupciones estrombolianas, estrombolianas violentas y eventos de corta duración tipo “canon-like”. En superficie, por fuentes de lava y emisiones casi continuas de hasta 12 km snc de altura, las cuales generaron importantes caídas de ceniza; a finales de 1999 y en agosto de 2001 (Mothes et al., 2001; Le Pennec et al., 2005; Bustillos et al., 2017).

Por otra parte, el Periodo 2 (enero 2002 – enero 2005) está compuesto por cuatro fases de actividad (Fase I-IV), separadas por periodos de inactividad de hasta dos meses. La Fase I (de enero a diciembre de 2002) se caracterizó por una actividad estromboliana, fuentes de lava y emisiones de hasta 7 km snc. La Fase II (marzo 2003) fue una fase de corta duración de actividad explosiva alta (HEA). Caracterizada por un tremor casi constante, y una actividad estromboliana de baja intensidad, con eyección de bloques incandescentes (IGEPN, 2003b; Le Pennec et al., 2005).

La Fase III (junio de 2003) es una fase de HEA de corta duración, en la cual se registró un incremento en el número de sismos LP y explosiones, y, un bajo número de sismos VT. Además, se caracterizó por una actividad estromboliana y fuentes de lava. Acompañada de caídas de bloques y columnas de ceniza de hasta 3 km snc, con caídas de ceniza con una duración de hasta dos semanas (IGEPN, 2003a).

Finalmente, la Fase IV (agosto 2003 – enero 2005) está constituida por fases de HEA, seguidas por fases de LEA de mayor duración. De manera general, se caracterizó por una actividad estromboliana, fuentes de lava, acompañada de eyección de bloques y emisiones casi continuas de vapor, gas y ceniza, de hasta 5 km snc (IGEPN, 2003c; IGEPN, 2004; IGEPN, 2005). Tras terminar el Periodo 2 con la Fase IV, el Tungurahua entró en un periodo de aparente calma.

PERIODO 3 (ENERO - DICIEMBRE DE 2006)

El Periodo 3 se compone de dos fases de actividad (V y VI), de larga e intermedia duración; separados por un periodo de inactividad. En general, este periodo se caracterizó por una actividad predominantemente estromboliana.

La Fase V (de enero a agosto de 2006) está conformada por una fase de LEA, seguida por una fase de HEA. Durante la fase de LEA se registró la ocurrencia de explosiones, una actividad estromboliana ocasional y una actividad fumarólica en la cumbre. También, se observó fuentes de lava y emisiones pulsátiles de 0.5 a 3.5 km snc, asociadas a ligeras caídas de ceniza.

Por otro lado, la fase de HEA de mayo a junio de 2006 fue bastante similar a la de LEA. Sin embargo, presentó una tendencia inflacionaria y un aumento en la ocurrencia e intensidad de las explosiones y en la altura de las columnas eruptivas (IGEPN, 2006a, 2006b, 2006c, 2006d, 2006e, 2006f). Tras meses con periodos de inestabilidad prolongados, pocos días de aparente calma y dos horas de un dramático aumento de tremor (Ramón & Yepes, 2007) se produjo el 14 de julio de 2006, la primera erupción generadora de CDPs de un IEV 2. Seguida por la formidable erupción subpliniana del 16 - 17 de agosto de 2006, de un IEV 3 (Eychenne, 2012). En estas erupciones por primera vez se observó descender decenas de CDPs por al menos diecisiete valles, con trayectorias de 7 a 8 km. Finalmente, esta actividad culminó con la emisión de flujos de lava sobre el flanco noroccidental. Los volúmenes de las erupciones del 14 de julio y 16-17 de agosto habrían emitido $\sim 6 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $\sim 50\text{--}55 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material piroclástico y de caída, respectivamente (Troncoso et al., 2006; Eychenne et al., 2012; Myers et al., 2014). Finalmente, la Fase VI (octubre a diciembre 2006) es una fase de HEA, en la cual durante octubre - noviembre se registraron fuentes de lava y emisiones de vapor, gas y ceniza de hasta 7 km snc, con una abundante emanación de ceniza, sin explosiones y bramidos, denominada “cenizazo”. En diciembre, el nivel de actividad fue bajo, caracterizado por emisiones de gas con un contenido moderado - bajo de ceniza de 0.5 a 2 km snc (IG-EPN, 2006g, 2006h, 2006i). Tras terminar el Periodo 3 con la Fase VI, la actividad decreció progresivamente hasta entrar en un periodo de inactividad a inicios de 2007.

2.4.4.1.2 Actividad volcánica Post-2007

En este trabajo, la actividad volcánica Post-2007 está dividida por los periodos y fases: Periodo 1 (Fase I); Periodo 2 (Fase II - VII); Periodo 3; Periodo 4 (Fase VIII - XIV); y Periodo 5 (Fase XV - XVIII).

PERIODO 1 (FEBRERO 2007 - AGOSTO 2008)

Tras varios días de inactividad se produjo el Periodo 1, que representa la Fase I (24 febrero de 2007 – 04 agosto 2008) de la actividad Post-2007. Este periodo de larga duración (527 días) de actividad predominantemente estromboliana, está compuesto por varias fases de HEA intercaladas con fases de LEA (Hidalgo et al., 2015).

De febrero a abril de 2007 se registró una fase de HEA, en la que se reportaron explosiones moderadas y emisiones de ceniza con una altura de 0.5 hasta 8 km snc. También se observaron fuentes de lava, actividad estromboliana y el 27 de marzo explosiones vulcanianas de alta energía, acompañada por un pequeño CDP. De mayo a agosto de 2007 se tuvo una fase de LEA, caracterizada por caídas de bloques incandescentes y emisiones continuas poco energéticas de gas y ceniza con columnas de

0.1 hasta 4.5 km snc (IG-EPN, 2007a, 2007b, 2007c, 2007d). Entre tanto, para septiembre y octubre de 2007 se registró una fase de HEA y una fase de LEA, respectivamente.

De noviembre de 2007 a enero de 2008 la actividad aumentó, pasando de un índice de actividad sísmica (IAS) de 7 a 12. En este tiempo se reportó una desgasificación continua y un patrón deflacionario en el edificio. En general, se observó la eyección de piroclastos, fuentes de lava y emisiones continuas de gas y ceniza con una altura de 0.5 hasta 4 km snc (IG-EPN, 2007e, 2007f, 2008a, 2008b). No obstante, además se registró el descenso de un pequeño CDP y de un flujo de lava en enero de 2008 (IG-EPN, 2008c). También, el 6 de febrero de 2008 se produjo una erupción vulcaniana (IEV 2) con CDPs, acompañada de una fuente de lava de 1000 m de altura y de columnas de emisión de hasta 5 km snc (IG-EPN, 2008b; Fee et al., 2010). Esta erupción habría producido 1.5×10^6 m³ de material y una inflación de 17.5 cm en el flanco occidental superior del volcán (Biggs et al., 2010).

Después del evento eruptivo de febrero hasta abril de 2008, la actividad fue decreciendo progresivamente. En este tiempo se reportaron explosiones esporádicas y emisiones semicontinuas de gas, con moderado - alto contenido de ceniza, de 0.5 hasta 5 km snc. Con un contenido mayor de ceniza, los días 11, 28 y 29 de marzo y 11 y 27 de abril de 2008. Sin embargo, también se observaron pequeños CDPs en marzo y fuentes de lava en abril. Al final del Periodo 1, de mayo a inicios de agosto de 2008 se mantuvo un patrón deflacionario en el edificio. En este tiempo se registraron dos fases de HEA de corta duración (mayo, julio - agosto de 2008), separadas por una fase de LEA (junio 2008). En las fases de HEA se registraron emisiones casi continuas de ceniza con una altura de 0.3 hasta 8 km snc; intercaladas con cañonazos. De igual forma, se observaron pequeños CDPs (mayo y julio) y fuentes de lava (en julio). Por otra parte, la fase de LEA se caracterizó por fuentes de lava, eyección de material incandescente y emisiones semicontinuas de gas y ceniza, que ocasionalmente presentaron un alto contenido de ceniza. Terminando el Periodo 1, el Tungurahua experimentó un periodo de aparente calma.

PERIODO 2 (DICIEMBRE DE 2008 - MAYO DE 2011)

Después de un periodo de inactividad y el ingreso de nuevo magma entre agosto y octubre de 2008, el Tungurahua volvió a reactivarse dando inicio al Periodo 2. Compuesto por seis fases (II - VII) de duración intermedia, separados por periodos de inactividad de 26 a 179 días (Hidalgo et al., 2015). Durante este periodo, las fases de actividad de larga duración y desgasificación pasiva cambiaron a una actividad más episódica con eventos de corta duración (de carácter vulcaniano), más frecuentes e intensos, relacionados a un conducto semiabierto o cerrado. Asimismo, se observó el descenso de pequeños CDPs, y un inicio de la actividad rápido y repentino con pocas o sin señales precursoras para la Fase V (Hidalgo et al., 2015; Romero et al., 2017).

La Fase II (16 diciembre de 2008 – 01 marzo de 2009) y la Fase III (28 marzo - junio de 2009) presentaron fases de HEA y LEA, y una actividad estromboliana predominante, acompañada de la salida de material incandescente (Hidalgo et al., 2015). Las fases de LEA se caracterizaron por emisiones subcontinuas con una altura de 500 a 3 km e incluso de 6 km snc, con un contenido moderado - bajo de ceniza, en ocasiones acompañadas por actividad estromboliana y del tipo “fuente de lava”. Por otra parte, durante la fase HEA se produjo explosiones, estilo vulcaniano con cañonazos y columnas eruptivas de hasta 6 km snc en junio de 2009.

La Fase IV (30 diciembre 2009 – 04 marzo 2010) está compuesta por una primera fase de LEA (episodios a y b) seguida de una fase de HEA (episodios c, d y e), terminando con una segunda fase de LEA (episodio f). El primer episodio (a) del 30 de diciembre de 2009 al 3 de enero de 2010 se caracterizó por un sistema de conducto abierto con una desgasificación y ascenso del magma sísmicamente silencioso (Battaglia et al., 2019). Battaglia et al. (2019) menciona que el 2 de enero se observó la acumulación y emplazamiento de un pequeño volumen de lava en el cráter, producto de una fuente somera, que habría bloqueado la parte superior del conducto. En el segundo episodio (b) del 3 al 10 de enero de 2010 se observaron explosiones estrombolianas violentas, fuentes piroclásticas bajas y procesos de “ash-venting” con pequeñas plumas de ceniza de hasta 4.1 km snc. La aparición paulatina de tremor en este episodio se relacionaría a la formación de un tapón en el conducto, que lo habría cerrado parcialmente, y que, además, habría profundizado la superficie de fragmentación piroclástica. Este tapón durante el tercer episodio (c) del 11 al 15 de enero habría sido expulsado parcialmente, desencadenando la aparición de tremor de gran amplitud (ocasional) y grandes explosiones (vulcanianas) con cañonazos. De igual manera, este episodio se caracterizó por eyección balística, una actividad estromboliana violenta con fuentes piroclásticas bajas, acompañadas de emisiones de ceniza sostenidas, típicamente de 3 km e incluso de hasta 5 km snc, relacionadas a moderadas y fuertes caídas de ceniza (Battaglia et al., 2019).

Por lo que, al parecer la destrucción parcial del tapón y limpieza del conducto habría conducido a que este estuviera parcialmente abierto durante el cuarto episodio (d) del 16 al 23 de enero de 2010. En el cual se observaron fuentes piroclásticas y emisiones de gas y ceniza semi-continuas de hasta 3 km snc; asociadas a leves y moderadas caídas de ceniza. En el quinto episodio (e) del 24 de enero al 24 de febrero del 2010, la actividad aumentó, reanudándose la ocurrencia de grandes explosiones de un estilo vulcaniano más “puro”. En estos días, se observaron emisiones de 2 a 4 km snc con un mayor contenido de ceniza, así como también producto del colapso del material acumulado cerca del ventó, se observó la formación de pequeños flujos piroclásticos. Al terminar este episodio, se registró una tasa de suministro de magma decreciente, la cual habría generado un reforzamiento progresivo del tapón en el conducto. Finalmente, el último episodio (f) del

25 de febrero al 4 de marzo de 2010 de la Fase IV correspondería al cierre y sellado final del conducto, en el que se observó emisiones de ceniza y gas residuales (Battaglia et al., 2019).

Por otra parte, según el informe del IG-EPN (2010a) se observó a partir del 16 de febrero de 2010 (de la Fase IV), un cambio importante en el comportamiento del volcán, caracterizado por tres fenómenos: 1) la ausencia de cañonazos asociados a las explosiones; 2) la ocurrencia de emisiones de ceniza relativamente grandes (>2 km) con muy pequeñas señales sísmicas asociadas; y 3) la ocurrencia de pequeños flujos piroclásticos primarios, lo cuales posiblemente podrían ser indicativos de cambios en la geometría interna del cráter y de la elevación del viento al interior del cráter.

Después de un aumento repentino en la actividad volcánica, en que rápidamente el IAS pasó de 2 a 8, inició la Fase V (26 mayo -03 agosto de 2010) de una duración de 70 días, compuesta por una fase HEA, seguida de una fase LEA más extensa (Hidalgo et al., 2015). La fase de HEA se caracterizó por una serie de explosiones de moderada a fuerte intensidad y emisiones de ceniza, generalmente de 2 a 5 km snc. Acompañadas de fuentes de lava, actividad estromboliana y la extrusión de una lava intra-cráter en mayo de 2010 (IG-EPN, 2010b). Además, el 28 de mayo de 2010 se produjo una explosión vulcaniana, relacionada a la formación de CDPs, a la generación de una columna eruptiva con un alto contenido de ceniza de hasta 10 km snc y a fuertes caídas de ceniza. Durante esta explosión Battaglia et al. (2019) menciona que posiblemente se habría roto el tapón de lava formado en el conducto al final de la Fase IV. Por otro lado, en cuanto a la fase LEA, esta mostró una actividad moderada con tendencia decreciente, caracterizada por bramidos de moderada intensidad, acompañada en superficie por emisiones de ceniza, actividad estromboliana y pequeñas fuentes de lava.

La actividad se reanudó con la Fase VI (22 noviembre de 2010 - 03 enero de 2011) de 43 días, compuesta por una fase de HEA de mayor duración, seguida de una fase de LEA más corta (Hidalgo et al., 2015). La fase de HEA inició con dos explosiones vulcanianas y emisiones de hasta 6 km snc. En general, se caracterizó por emisiones continuas de gas con un contenido moderado - alto de ceniza de 1 a 5 km snc, fuentes de lava y una actividad estromboliana. Sin embargo, el 4 de diciembre de 2010 se produjo de manera repentina un evento altamente explosivo de carácter vulcaniano, que generó el descenso de CDPs por al menos ocho quebradas del volcán y estuvo acompañado de la emisión de un pequeño flujo de lava en el flanco occidental, a su vez también se registró otro evento vulcaniano el 9 de diciembre (Hidalgo et al., 2015). Por otra parte, durante la fase LEA se registraron algunas explosiones, actividad estromboliana esporádica y emisiones de ceniza con un contenido moderado de hasta 1 km snc.

Luego de casi tres meses y medio con una baja actividad superficial a casi nula y la inflación del edificio en enero de 2011, inició la Fase VII (20 abril – 26 mayo de 2011). En

general, se caracterizó por varias explosiones, por ocasionales bramidos y emisiones subcontinuas de ceniza con una altura de 1 a 5 km snc. También se registró una actividad estromboliana con eyección de material incandescente (IG-EPN, 2011b, 2011c). Después de terminar el Periodo 2 con la Fase VII, el Tungurahua entró en un periodo de relativa quietud.

PERIODO 3 (NOVIEMBRE 2011 - SEPTIEMBRE 2012)

El Periodo 3, al igual que los Periodos 1, 2 y 3 de la actividad volcánica Pre-2007, presentó una actividad de larga duración, más o menos continua y de un carácter predominantemente estromboliano. Tuvo una duración de 283 días, en que se alternaron varias veces fases de LEA y fases cortas de HEA (Hidalgo et al., 2015). Del 27 de noviembre de 2011 hasta el 25 de mayo de 2012 se registraron cortos periodos de inactividad, intercalados con varias fases explosivas de moderada a fuerte intensidad, con cañonazos ocasionales. Por otra parte, en superficie se detectó actividad estromboliana, fuentes de lava y emisiones subcontinuas de ceniza de 200 m a 5 km snc. Además, el 4 de febrero de 2012 se registró un evento vulcaniano de corta duración (IEV 1), acompañado de una columna de emisión de 7-8 km snc y el descenso de un CDP. También, durante este tiempo se formaron CDPs a finales de 2011 y en marzo de 2012 (IG-EPN, 2011d, 2011e; IG-EPN, 2012a; Tournigand, 2013; Hidalgo et al., 2015).

Por otra parte, del 10 de junio al 4 de septiembre de 2012 se reportaron una serie de explosiones, con pequeños pulsos de actividad de pocos días de duración, acompañados de emisiones de gas y ceniza (bajo contenido) de hasta 3 km snc. En este tiempo se registró una importante actividad estromboliana y fuertes explosiones en agosto, acompañadas de varios CDPs pequeños. A finales de agosto de 2012 la actividad comenzó a decrecer hasta que el Tungurahua entró en un periodo de inactividad.

PERIODO 4 (DICIEMBRE 2012 - OCTUBRE 2014)

Tras tres meses de aparente quietud, el Tungurahua sin previo aviso se reactivó, iniciándose el Periodo 4. Este periodo está compuesto por siete fases (VIII -XIV) de corta a intermedia duración, separados por periodos de inactividad de aproximadamente 41 y 98 días (Hidalgo et al., 2015). En general, se caracterizó por erupciones volcánicas altamente energéticas de carácter vulcaniano (Hall et al., 2015), con tres erupciones formadoras de grandes CDPs, los días: 14 de julio de 2013, 1 de febrero y 4 de abril de 2014 (Douillet et al., 2014; Parra et al., 2016; Gaunt et al., 2020). Entre estas erupciones vulcanianas (IEV ~ 2) se tuvieron intervalos repetidos de inactividad (~ 3.5 meses), los que sugiere ciclos de presurización secuencial, en que el magma se habría solidificado, formando tapones de lava, los cuales habrían sellado parcial o completa el conducto (Hall et al., 2015; Hidalgo et al., 2015; Gaunt et al., 2020). Además, se registró inicio repentino con pocas o sin señales precursoras para la Fase VIII y Fase XI (Hidalgo et al., 2015).

La Fase VIII (mediados de diciembre 2012 – 10 enero 2013) está compuesta por tres fases de HEA, intercaladas por fases de LEA con baja actividad superficial. En las fases HEA se registraron fuentes de lava, columnas de ceniza con una altura entre 2 a 7 km snc y varias explosiones formadoras de CDPs. El 16 de diciembre se habría producido un evento vulcaniano que habría emitido entre 2.82 a $4.59 \times 10^5 \text{ m}^3$ de tefra (Bernard et al., 2013; Hidalgo et al., 2015). Por otra parte, la Fase IX (1 al 17 de marzo de 2013) se caracterizó por una alta actividad explosiva (HEA), fuentes de lava (ocasional), actividad estromboliana y emisiones de ceniza de 500 m a 4 km snc. Además, se detectó el descenso de un pequeño CDP. En este tiempo se habría producido entre 1.70 a $2.33 \times 10^5 \text{ m}^3$ de tefra, IEV 1 (Bernard et al., 2013).

La Fase X (27 abril – 16 mayo de 2013) está compuesta por dos cortas fases de LEA, separadas por una fase HEA. En la fase HEA se registró explosiones de moderada a fuerte intensidad y algunos bramidos y cañonazos. Mientras tanto, en superficie se observó actividad estromboliana, fuentes de lava, el descenso de CDPs y columnas eruptivas con un moderado a alto contenido de ceniza de 1.5 a 4 km snc. Por lo que, en este tiempo se habría producido $1.0 - 1.5 \text{ Mm}^3$ de tefra (Bustillos & Guevara, 2013).

La Fase XI (14 julio – 5 agosto de 2013) está compuesta por una fase de HEA, seguida por una fase de LEA con baja actividad superficial. En la fase HEA se produjo el 14 de julio una erupción vulcaniana, inusualmente grande, en la que se observaron emisiones de ceniza (contenido moderado – alto) de hasta 8.8 km snc, grandes eyecciones balísticas de material incandescente y el descenso de varios CDPs por el flanco occidental, noroccidental y norte del volcán. Las emisiones de tefra y las consecuencias continuaron hasta julio con un segundo, pero menor, pico de actividad entre el 20 y el 24 de julio, cesando finalmente la actividad eruptiva a principios de agosto (Hall et al., 2015; Parra et al., 2016; Gaunt et al., 2020).

En la Fase XII (6 octubre – 14 noviembre de 2013) se registraron explosiones pequeñas a moderadas con cañonazos y bramidos, actividad estromboliana y erupciones volcánicas altamente energéticas el 18 de octubre (Hall et al., 2015). En superficie se observaron fuentes de lava, columnas de emisión de 1 a 4 km snc y el descenso de pequeños CDPs, cientos de metros bajo el cráter. Pasando a explosiones y emisiones cada vez menos frecuentes y enérgicas, a partir del 26 de octubre de 2013.

La Fase XIII (30 enero – 20 abril de 2014) compuesta por fases de HEA en alternancia con fases de LEA se caracterizó por una dinámica de transición de estilo, estromboliana – vulcaniana. En general se registraron explosiones con fuertes cañonazos, fuentes de lava, actividad estromboliana y emisiones discretas de ceniza (carga moderada a leve) con una altura de 2 a 5 km snc, así como se observó el descenso de un pequeño CDP (26 febrero) y de un flujo de lava por el flanco occidental (10 abril). Durante este tiempo se produjeron dos importantes erupciones vulcanianas. La más fuerte erupción ocurrió el 1

de febrero en la que se observó una columna eruptiva de 13.4 km y varios CDPs que descendieron por nueve quebradas de los flancos NNO hasta la base del edificio. Esta erupción mostró un tamaño similar a los eventos de finales de 1999 y agosto de 2001, pero con una mayor intensidad y una duración más corta. Por lo que, se estima que arrojó un volumen de tefra mínimo de $4.55 \times 10^6 \text{ m}^3$, IEV 2–3 (Romero et al., 2017). La segunda erupción del 4 de abril fue breve y estuvo acompañada por una columna eruptiva de 10 km snc y el descenso de CDPs por el flanco noroccidental y norte (Douillet et al., 2014).

Finalmente, la Fase XIV (27 julio – 18 octubre de 2014) está compuesta por una fase de HEA, seguido a partir del 26 de septiembre por una fase de LEA, sin explosiones con emisiones de 500 a 4 km snc. Durante la fase HEA se registraron explosiones con cañonazos y bramidos de diferente intensidad y columnas de emisión continuas de ceniza (contenidos bajos a moderados) de hasta 5 km snc. Además, se observó actividad estromboliana ocasional y el descenso de CDPs por el flanco NO del volcán. Tras terminar el Periodo 4 con la Fase XIV se tuvo un periodo de inactividad.

PERIODO 5 (ABRIL 2015 - MARZO 2016)

El Periodo 5 está compuesto por cuatro fases eruptivas (XV - XVIII) de corta a intermedia duración, principalmente de baja actividad explosiva (LEA), separados por periodos de inactividad. Por otra parte, en el 2015 se registró una inflación del edificio, relacionada posiblemente a una presurización progresiva del sistema magmático y/ o el ascenso gradual (poco a poco) del magma para este año (Bell et al., 2017).

En la Fase XV (07 - 27 de abril de 2015) se registraron explosiones y franjas de tremor sísmico, relacionadas a continuas emisiones de gas y ceniza (contenidos bajos a medios) de una altura máxima de 3 km snc. Además, se registraron eventos sísmicos tipo “drumbeats” (Bell et al., 2017). Por otra parte, la Fase XVI (23 junio - 23 julio de 2015) se caracterizó por pequeñas explosiones y emisiones de gas con un contenido leve de ceniza de hasta 2.5 km snc. También se observaron continuas emisiones de vapor con alturas menores a 500 m snc.

La Fase XVII (15 agosto -23 noviembre de 2015) fue la fase de mayor duración del Periodo 5. Esta se caracterizó por una baja actividad explosiva (LEA), intercalada por algunos eventos de mayor explosividad. En este tiempo se registraron algunos tremores de emisión y explosiones, asociados a columnas de emisión de gas con un contenido leve – moderado de ceniza de 1 a 5 km snc. Además, en ocasiones se reportó actividad estromboliana de intensidad leve a moderada con eyección de material incandescente. En esta fase del 18 al 19 de noviembre de 2015 se produjo una de las caídas de ceniza más importantes del periodo eruptivo, luego de la caída de ceniza registrada en mayo de 2010.

Finalmente, la Fase XVIII (26 febrero -15 marzo de 2016) de una duración de 19 días tuvo un inicio repentino, sin claras señales precursoras. Por lo que, luego de unos escasos 60

minutos de actividad sísmica, aparecieron las primeras manifestaciones superficiales. Esta fase está dividida en cinco episodios explosivos (26/02/2016, del 27 al 29/02/2016, del 1 al 04/03/2016, del 4/03/2016 al 8/03/2016 y del 9/03/2016 al 15/03/2016), en los que se detectaron explosiones y tremores de emisión. En superficie se observaron columnas eruptivas de hasta 8 km snc, eyecciones balísticas y el descenso de pequeños CDPs, limitados a la parte alta del edificio volcánico. Por otro parte, también se observaron avalanchas calientes producto del deslizamiento de material acumulado en el cráter, las cuales descendieron entre 0.5 a 2 km bnc (Bernard et al., 2017). En esta fase se habría emitido un total de ~1.5 millones de m³ de material volcánico; revelando un IEV 2 (Bernard et al., 2017). Terminado el Periodo 5 con la Fase XVIII no se registraron más fases de actividad volcánica para el ciclo eruptivo de larga duración 1999-2016, por lo que el volcán Tungurahua entró en un periodo de inactividad, el cual permanece hasta el presente.

2.4.5 MANIFESTACIONES DE LA ACTIVIDAD VOLCÁNICA

En el ciclo eruptivo de larga duración 1999-2016 del volcán Tungurahua, las principales manifestaciones volcánicas superficiales, que podrían estar relacionadas con los cambios morfológicos en un cráter activo, son: plumas de emisión y caída piroclástica, fuentes de lava, CDPs y flujos de lava.

2.4.5.1 Plumas de emisión y caída piroclástica

Las plumas o columnas de emisión se forman a partir de “jets” o chorros de gas y piroclastos, que arrastran y retienen el aire y la humedad atmosférica y continúan aumentando de manera flotante sobre el viento volcánico. Inyectan material volcánico a la atmosfera después de las erupciones explosivas. El mecanismo fundamental que impulsa su ascenso es la transformación de energía térmica a cinética, a través de la expansión cuasi-adiabática de los gases calientes y el aire atmosférico que es arrastrado por la turbulencia (Sparks et al., 1997; Carey & Bursik, 2015; Figura 2. 10).

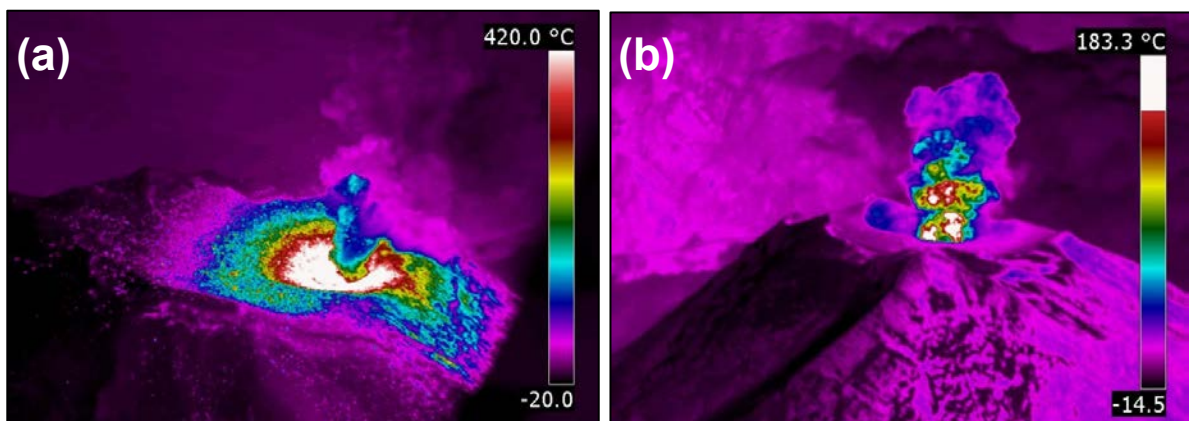


Figura 2. 10. Imágenes IR de las plumas de emisión del volcán Tungurahua, del: **(a)** 20 de agosto de 2012; y **(b)** 04 de junio de 2012 (Fuente: IG-EPN).

Además, se cree que la dinámica de las plumas de emisión está controlada por factores como: la densidad de la columna, la temperatura de la mezcla, la sobrepresión del viento, la intensidad de la erupción, la morfología del cráter, el viento, entre otros (Cerminara, 2015). Por otra parte, las caídas piroclásticas pueden ser del tipo balístico, producidas por el empuje del gas, en que los clastos demasiado gruesos no flotan en la columna, y la distancia recorrida depende de la velocidad inicial de salida del gas y el ángulo de expulsión. O pueden ser del tipo convectivo en el que se involucra la participación del material más fino (ceniza y lapilli), cuya dispersión y depositación estará controlada por la altura de la columna, la velocidad de caída y el viento (Carey & Bursik, 2000).

2.4.5.2 Fuentes de lava

Las fuentes de lava son chorros compuestos por piroclastos incandescentes, continuos y de corta duración que ascienden a alturas de varios a cientos de metros por encima del viento (Németh & Martin, 2007). Durante un episodio eruptivo, pueden expulsar aproximadamente de 50 a 1000 m³/s de lava (Vergnolle & Mangan, 1999). Los mecanismos que la impulsan son principalmente la fragmentación del magma por la desgasificación volátil y elevadas tasas de descarga de magma (Marti & Ernst, 2005). Las fuentes de lava sostenidas se componen de una parte interior caliente y una parte exterior más fría. Los depósitos de la parte interna se unen rápidamente para alimentar flujos de lava y/o piscinas en el viento, mientras que los depósitos de la zona exterior pueden producir salpicaduras y escoria que se acumulan alrededor del viento en forma de collar (Sigurdsson et al., 1999). Estos fenómenos volcánicos a menudo ocurren en un estado avanzado de recarga de magma y usualmente representan un preludio a erupciones efusivas más grandes. En el Tungurahua se registraron fuentes de larga duración el 6 de febrero de 2008 y el 4 de diciembre de 2010.

2.4.5.3 Corrientes de densidad piroclástica (CDPs)

Una corriente de densidad piroclástica (CDPs) es una mezcla entre una fase sólida de comportamiento no flotante (partículas piroclásticas) y una fase fluida de comportamiento flotante (gas), sumergidas en un fluido menos denso (la atmósfera), que se desplaza bajo la influencia de la gravedad a lo largo de distancias de varios kilómetros a varias decenas de kilómetros a velocidades de hasta $\sim 50\text{--}200 \text{ m s}^{-1}$ por los flancos de los volcanes (Sulpizio et al., 2014). Son mezclas calientes de partículas de gas (hasta $\sim 600\text{--}800 \text{ }^\circ\text{C}$), impulsadas por la gravedad, con volúmenes típicos de $\sim 10^4\text{--}10^8 \text{ m}^3$, cuya acumulación durante un evento eruptivo puede formar depósitos $> 10^3 \text{ km}^3$ (Roche et al., 2013). En función a la relación del volumen entre fases (sólido-líquido), sus miembros finales son: (1) oleadas piroclásticas diluidas (dominadas por los fluidos), en que las partículas se transportan por suspensión turbulenta; y (2) flujos concentrados o flujos piroclásticos densos (dominadas por los sólidos) (Wilson & Houghton, 2000; Roche et al., 2013).

En el caso del volcán Tungurahua, los CDPs fueron producidos por : (i) fuentes de larga duración (6 de febrero de 2008, 4 de diciembre de 2010); (ii) explosiones de alta energía de estilo vulcaniano (27 de marzo de 2007, 28 de mayo de 2010, 16 de diciembre de 2012, 14 de julio de 2013); (iii) el colapso de la columna eruptiva (durante la primera mitad del 2010) (Hidalgo et al., 2015; Bustillos et al., 2016); y (iv) el desbordamiento de material piroclástico sobre el filo del cráter en erupciones tipo “boil-over” (Rader et al., 2015). Sin embargo, generalmente fueron producto de erupciones de carácter vulcaniano. Del 2006 hasta el 2014 en total se reportaron 299 CDPs (García, 2016). En su mayoría, de tamaño mediano a pequeño, que llegaron a las partes superiores o a la mitad del edificio volcánico. Los CDPs de un mayor alcance, que recorrieron más de la mitad del edificio, y que incluso en ocasiones llegaron a su base. Estos se generaron los días: 14 de julio de 2006, 16-17 de agosto de 2006, 28 de mayo de 2010, 17 de julio de 2013, 01 de febrero de 2014 y 04 de abril de 2014 (Hall et al., 2013, 2015; Vallejo, 2014; García, 2016; Figura 2. 11).

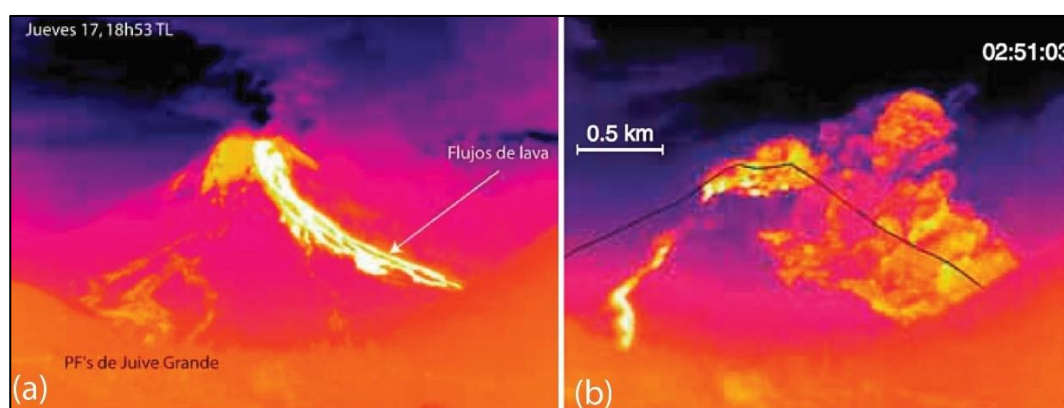


Figura 2. 11. Imágenes térmicas del volcán Tungurahua del 2006. **(a)** Flujo de lava y restos de un CDP (Fuente: IG-EPN). **(b)** Descenso de un gran CDP. Tomado de Fee et al. (2010).

2.4.5.4 Flujos de lava

Los flujos de lava son magmas que han alcanzado la superficie sin fragmentarse a través de un viento o fisuras volcánicas. Estos presentan muchas formas y tamaños, debido a la variación de la viscosidad del magma y a las tasas de efusión durante la erupción (Sigurdsson et al., 1999). Rosi et al. (2013) los clasifica en función a su volumen en: (1) lavas de intra-cráter de pequeña escala ($< 10^3 \text{ m}^3$ en volumen), que fluyen dentro del cráter; (2) lavas de volumen intermedio, de $0.1 - 1 \times 10^6 \text{ m}^3$, generalmente de corta vida que desbordan del cráter, formando lenguas de lava que descienden por los flancos; y (3) lavas de volúmenes bastante grandes, mayores a 10^7 m^3 , que se alimentan por fisuras, las cuales pueden permanecer activas durante meses.

En el volcán Tungurahua, durante la fase eruptiva de enero de 2010, Battaglia et al. (2019) menciona el emplazamiento de un pequeño volumen de lava en el cráter, originado desde una fuente poco profunda, al cual, en base a la literatura se podría definir como una lava

de intra-cráter. Por otra parte, en el periodo eruptivo de 1999 – 2016 se desbordaron del cráter cuatro flujos de lava, las fechas: 17 de agosto de 2006, entre el 29 al 31 de enero de 2008 (IG-EPN, 2008c), 04 de diciembre de 2010 (Figura 2.12) y el 10 de abril del 2014.



Figura 2. 12. Flujo de lava del 4 de diciembre de 2010 del volcán Tungurahua (Foto: B. Bernard, IG-EPN).

2.4.6 ESTILOS ERUPTIVOS

Los estilos en una erupción están controlados por: las características del magma (ej. composición, viscosidad, permeabilidad, contenido de burbujas y cristales), las condiciones del viento (abierto, semiabierto o cerrado), la geometría del conducto y las tasas de suministro de magma (MSR) (Diller et al., 2006; Vitturi et al., 2008; Wright et al., 2012; Cassidy et al., 2015; Heap et al., 2015; Bonadonna et al., 2016).

Históricamente, la actividad del volcán Tungurahua tiende a estar dominada por las erupciones estrombolianas y vulcanianas, aunque también se han documentado erupciones plinianas (Hall et al. 1999). Durante este ciclo de actividad de larga duración, el volcán Tungurahua (1999 - 2016) presentó una dinámica variable en intensidad y magnitud (IEV 1 a 3), caracterizada por la ocurrencia de varios estilos eruptivos, como: estromboliana, estromboliana violenta, vulcaniana, tipo “fuente de lava”, tipo “fuente piroclástica baja” y ventilación de ceniza o “ash venting” (Hidalgo et al., 2015; Acuña, 2017; Battaglia et al., 2019). Por otra parte, también se registraron fases de transición de estilo, una actividad freática (Molina, 2001; Bustillo et al., 2016; 2017) y efusiva ocasional, y un evento subpliniano en agosto de 2006 con ocasionales arrebatos discretos de alta energía (Eychenne et al., 2012; Hall et al., 2013).

A continuación, se presenta una síntesis de los estilos eruptivos y sus características en base a referencias bibliográficas, que se han registrado en el volcán Tungurahua en el periodo 1999 - 2016:

Tabla 2. 1

Estilos eruptivos en el volcán Tungurahua durante el ciclo eruptivo 1999-2016

Estilo Eruptivo	Característica
Ventilación de ceniza o “ash venting”	Emisión continua o semicontinua de tefra que se puede producir tanto antes como durante una erupción, asociada generalmente a fases de extrusión de lava (Bonadonna et al., 2002; Norton et al., 2002; Acuña, 2017). No está asociada con la formación de CDPs. Esta actividad forma columnas de erupción relativamente bajas, típicamente de 2 a 3 km snm y, a veces, de hasta 6 km snm. Con un tamaño de grano de tefra bastante similar al formado en explosiones vulcanianas. Su duración suele ser de 30 minutos, aunque puede durar de minutos a varias horas. La señal sísmica asociada a este tipo de actividad es sutil sin un componente impulsivo (explosión), caracterizada por un inicio gradual y emergente (no explosivo) (Cole et al., 2014). En el Tungurahua es un fenómeno eruptivo recurrente, y es frecuente encontrarlo en eventos eruptivos fuertes o periodos de calma como por ejemplo de octubre a noviembre de 2007 (McCormick et al., 2014; Hidalgo et al., 2015; Acuña, 2017) y enero de 2010 (Battaglia et al., 2019).
Estromboliana “normal”	Explosiones (magmáticas) de corta duración, discretas, pulsantes y rítmicas. Generalmente asociadas a un sistema de convección abierto y reservorios poco profundos. Consiste en una liberación activa de volúmenes relativamente grandes de gas presurizado, que fragmentan la masa fundida y expulsan piroclastos gruesos, aún fundidos (coágulos de magma). Eyección de piroclastos en “jets”, los piroclastos expulsados de mayor tamaño (lapilli gruesos, bombas escoriáceas y bloques líticos) se acumulan alrededor del viento, mientras que la fracción de menor tamaño (lapilli fino y ceniza) puede formar una pequeña columna de emisión, de una altura entre 50 a 400 m snc, menor a 1 km snc. Las emisiones pueden durar de 4 a 30 s. Con una tasa de descarga de masa de 10^2 - 10^3 kg/s y un volumen de caída de tefra de 1×10^{-9} - 1×10^{-8} km ³ . Los depósitos son de aspecto tosco, granulado, bien sorteado y de distribución local (Parfitt et al., 2004; Parfitt & Wilson, 2008; Patrick et al., 2007; Marsella et al., 2012; Rosi et al., 2013; Sigurdsson et al., 2015). En el Tungurahua, la actividad tipo estromboliana es común y generalmente dura de uno a tres meses (Acuña, 2017).
Estromboliana violenta, paroxismos o erupciones cineríticas	Estas erupciones ocurren periódicamente en volcanes con sistemas abiertos que presentan desgasificación pasiva, su inicio puede ser repentino, a veces con ninguna, o pocas señales geofísicas precursoras (Ruth et al., 2016). Son eventos de corta duración, de segundos a 10 minutos que involucran más de un viento. Producto de un aumento en el flujo de gas y un proceso de fragmentación más enérgico que para una actividad estromboliana “normal”. Pueden variar desde paroxismos de pequeña a gran escala y producir columnas de emisión de 1 a 4 km snc, con material piroclástico de un tamaño decamétrico a métrico, así como CDPs a pequeña escala y extrusión de lava. Además, posee una tasa de descarga de masa de 10^4 - 10^7 kg/s y un volumen de emisión de tefra de 1×10^{-7} - 1×10^{-4} km ³ (Németh & Martin, 2007; Bertagnini et al., 2011; Rosi et al., 2013; Sigurdsson et al., 2015).
Vulcaniana	Son eventos explosivos de corta duración, discretos y violentos, separados por intervalos de varios segundos a varias horas; generados por una fuente impulsiva. Generalmente son comunes en volcanes andesíticos o basalto andesíticos. Producto de una descompresión repentina de un conducto que contiene magma vesiculado presurizado, que se puede dar en respuesta a dos mecanismos eruptivos, freatomagmático (por la interacción entre el magma ascendente y el agua externa en el conducto (Fagents & Wilson, 1993), o del tipo magmático (debido a la ruptura de un tapón desgasificado (magma solidificado), por magma presurizado subyacente (Sparks 1997). Típicamente, las erupciones vulcanianas duran solo unos segundos o

Estilo Eruptivo	Característica
	<p>minutos y con un volumen de magma erupcionado menor a 0.1 km³. Pueden producir ondas de choque atmosféricas (Ishihara 1985), expulsión de bloques y bombas hasta 5 km del viento (Druitt et al., 2002), y columnas de emisión en forma de “hongo” de hasta 20 km de altura con un tamaño fino de partículas promedio, que en parte pueden colapsar gravitacionalmente formando CDPs (Morrissey & Mastin 2000). Cada explosión individual descarga entre 10⁵ y 10⁹ kg de magma a velocidades de salida entre 0.2 – 0.4 km/s, comúnmente con una proporción significativa de material no juvenil (Self et al., 1979; Parfitt & Wilson, 2008, Sigurdsson et al., 2015). Pueden preceder o suceder a una actividad estromboliana y subpliniana de magmas andesíticos o dacíticos. En el Tungurahua se han registrado varios eventos vulcanianos, como los de: agosto de 2001, septiembre de 2002, noviembre de 2003, mayo a agosto de 2006, febrero y agosto de 2008, mayo de 2010, julio y octubre de 2013 y febrero de 2014 (Hall et al., 2015; Acuña, 2017).</p>

Tabla 2. 2

Estilos eruptivos en el Tungurahua durante el ciclo eruptivo 1999-2016 (continuación)

Estilo Eruptivo	Característica
Actividad tipo fuente de lava	<p>Este estilo eruptivo evidencia una actividad eruptiva caracterizada por chorros vigorosos sostenidos de magma líquido y gas en forma de una fuente, que se rocían cientos de metros por encima del viento central, formando depósitos alrededor del viento. La escoria producto de este tipo de actividad es menos cristalizado, más vesicular y menos evolucionado, que una escoria producto de una actividad estromboliana, lo que un indica un magma de rápido crecimiento (Polacci et al., 2006). Es relativamente común, la ocurrencia de transiciones de actividad tipo fuente de lava a explosiones estrombolianas (Parfitt, 2004). Esta actividad es muy frecuente en el Tungurahua y se ha registrado en julio de 2006 (Kumagai et al., 2007), en la primera fase del paroxismo en agosto de 2006 y de diciembre de 2012 hasta agosto de 2013 (Acuña, 2017).</p>
Tipo fuente piroclástica baja o “Boiling-over”	<p>Erupciones tipo “fuente piroclástica baja”, también denominada “boiling-over” o “por ebullición”. Carecen o no forman columnas de emisión a gran escala, por lo que comienzan a fluir como CDPs tan pronto como atraviesan el borde del cráter (Branney & Kokelar, 2002). Son resultado de un flujo de alto volumen con un bajo contenido de volátiles, a una baja velocidad de salida (Dufek & Bergantz, 2007). Son térmicamente heterogéneos, por lo que producen CDPs con bajas temperaturas de matriz y con clastos juveniles calientes (temperatura magmática), caracterizados por depósitos grueso y desordenados, inusualmente ricos en escoria (bombas) (Dufek & Bergantz, 2007; Rader et al., 2015). En el volcán Tungurahua, para describir esta actividad, por un lado, Rader et al. (2015) utiliza el término “boiling-over”, mientras que Battaglia et al. (2019) lo menciona como tipo “fuente piroclástica baja”. Siendo este último, el término empleado en este trabajo para mencionar esta actividad. En el Tungurahua se ha registrado en el 2006 (Rader et al., 2015) y en enero 2010 (Battaglia et al., 2019).</p>
Subpliniana	<p>Se producen por cambios en las condiciones de desgasificación del magma, viscosidad, velocidad de ascenso y geometría del conducto a través de la erupción (Németh & Martin, 2007). Generalmente, involucran magmas dacíticos y riolíticos. Poseen un dinamismo similar a eventos plinianos. Se caracterizan por variaciones en las tasas de descarga magmática, que producen fases cortas de erupción sostenida, separadas</p>

Estilo Eruptivo	Característica
	por diferentes intervalos de tiempo u otros estilos de erupción, como lo observado el 16-17 de agosto de 2006 en el volcán Tungurahua (Eychenne, 2012; Hall et al., 2013). Generan columnas eruptivas generalmente verticales que se pueden mantener durante periodos de tiempo moderados a largos, con alturas de 20 a 30 km, que luego de alcanzar su altura máxima se expande lateralmente como una sombrilla gigante. Los depósitos de caída de esta actividad, a menudo se intercalan con depósitos de CDP sin signos de interrupción en el registro de caída (Sigurdsson et al., 1999).
Freática	Son erupciones impulsadas por el vapor que se produce cuando el agua que se encuentra en la sub-superficie o superficie se calienta con el calor del magma, lava, rocas calientes o por los nuevos depósitos volcánicos, haciendo que se fragmenten los materiales volcánicos preexistentes y se produzca una explosión de vapor, agua, cenizas, bloques y bombas. Durante esta actividad, no se expulsa ni material incandescente ni juvenil. Comúnmente constituye un evento precursor de la actividad eruptiva magmática, como lo observado durante la reactivación del volcán Tungurahua en septiembre de 1999 (Molina, 2001; Németh & Martin, 2007; Sigurdsson et al., 2015; Bustillos et al., 2017).
Efusiva	Esta actividad está asociada a la extrusión de lava, originada directamente del desbordamiento del magma líquido desde el ventó. Es común que ocurra luego de que haya finalizado una fase explosiva o grandes erupciones (Parfitt & Wilson, 2008), como lo observado en el Tungurahua en agosto de 2006, 2008, 2010 y 2014.
Transición de estilo	En el Tungurahua, principalmente se observó la transición entre explosiones vulcanianas intermitentes con bajas tasas de suministro de magma (MSR), a periodos más continuos de erupciones estrombolianas y fuentes de lava con un MSR alto (Wright et al., 2012). Estos cambios de estilo estarían relacionados a una disminución progresiva de las tasas de ascenso magmático o al aumento de la viscosidad del magma a lo largo del tiempo (Bustillos et al., 2017; Battaglia et al., 2019).

2.4.7 PELIGRO VOLCÁNICO

Peligro volcánico se refiere a un fenómeno potencialmente peligroso o perjudicial asociado a un volcán (Rothery, 2010). En base al número de muertes por erupciones volcánicas se considera que los tsunamis volcánicos, lahares y CDPs son la principal causa de muerte. En cambio, en el caso de incidentes de baja mortalidad, los peligros más frecuentes son: la caída de tefra y la emisión de gases (Auker et al., 2013).

En el último periodo eruptivo (1999 – 2016) del Tungurahua, los peligros volcánicos constituyeron una variedad de fenómenos. En base a su área de afectación se los puede agrupar en peligros de corto alcance (ej. la desgasificación, caída de fragmentos balísticos, lluvia ácida) y de largo alcance (ej. la caída de tefra, flujos de lava, los CDPs y lahares secundarios). En base a registros de la actividad prehistórica e histórica del Tungurahua, los CDPs y lahares (de largo alcance y alta velocidad) han constituido los principales peligros para las poblaciones que habitan en y sobre el volcán (Hall et al., 1999). En el caso de los CDPs, pueden alcanzar la carretera Baños-Penipe, en aproximadamente 6 a 19 minutos (Hall et al., 2013). Por lo que, en agosto de 2006

alcanzaron aéreas pobladas (Juive Grande, Bilbao, Cusúa y Palictagua), causando la muerte de 6 personas, daños severos en la infraestructura (destrucción de más de 50 casas), impactos en el sector agrícola y ganadero, así como el represamiento de los ríos Puela y Chambo (Valencia, 2010; Mothes et al., 2015; Armijos et al., 2017).

2.4.8 VIGILANCIA VOLCÁNICA

La vigilancia de volcanes involucra observaciones visuales, documentación de erupciones y vigilancia instrumental. Esta se realiza para entender mejor los procesos volcánicos, antes, durante y después de una erupción, a fin de proporcionar un mejor pronóstico de la futura actividad volcánica. Permitiendo de esta manera que se efectúe una favorable evaluación y gestión del riesgo volcánico, así como en situaciones de crisis volcánica, una oportuna asignación de los niveles de alerta por parte de las autoridades.

Tras la reactivación del Tungurahua en 1999 hasta mayo de 2019, el IG-EPN, mantuvo un monitoreo volcánico directo desde el Observatorio del Volcán Tungurahua (OVT), ubicado a 13 km del cráter. En la actualidad el monitoreo se realiza desde la oficina principal del IG-EPN ubicada en Quito. Durante el periodo eruptivo 1999-2016, el volcán Tungurahua fue vigilado por medio de una sólida red multiparamétrica, enfocada en la observación y descripción visual de la actividad vía terrestre y aérea, y la vigilancia instrumental de los procesos volcánicos. En la vigilancia instrumental se emplearon herramientas geodésicas (EDM, inclinómetros, GPS y ocasionalmente InSAR), satelitales, visual-térmicas (cámaras visuales y térmicas), sismo-acústicas (sismómetros de período corto, de banda ancha y sensores de infrasonido), equipos de detección de emisiones de gas SO₂ (COSPEC y DOAS) y lahares (AFM), así como cenizómetros (Bernard, 2013; Hall et al., 2013; Mothes et al., 2015). En este tiempo se ha consolidado una extensa base de datos y un compendio de conocimientos e información, que han quedado plasmados en numerosos artículos científicos e informes (<https://www.igepn.edu.ec/tungurahua-informes>).

VIGILANCIA VISUAL Y TÉRMICA AÉREA

Por otra parte, la vigilancia aérea visual-térmica es una herramienta complementaria y útil en la evaluación de la amenaza volcánica, en la que se observa y describe la actividad superficial de forma directa. Resultado de este trabajo se puede obtener una colección importante de imágenes visuales y térmicas.

El personal del IG-EPN comenzó a realizar sobrevuelos al volcán Tungurahua en el año 2000, desde el que se tienen imágenes aéreas visuales. En el 2002, gracias a la cooperación del Instituto Federal de Geociencias y Recursos Naturales Alemán (BGR) se implementó a la vigilancia volcánica aérea, el uso de cámaras térmicas digitales, capturándose por primera vez en aquel año, imágenes térmicas del volcán Tungurahua.

Durante el periodo eruptivo de 1999 - 2016 del Tungurahua, los sobrevuelos se realizaron de manera irregular, ya que su planificación y ejecución dependían de la disponibilidad de las aeronaves, las condiciones climáticas (lluvia, nubosidad, neblina) y el estado de la actividad del volcán. Por lo que, para este periodo se realizaron aproximadamente 68 sobrevuelos al volcán.

2.5 TELEDETECCIÓN

La teledetección se refiere a las actividades de identificación, observación y percepción (detección) de objetos en lugares lejanos (remotos) a través de medios indirectos (sensores), es decir, no existe un contacto material entre el objeto de estudio (ej. el volcán Tungurahua) y el observador (Konecny, 2003). En la teledetección se utiliza la radiación electromagnética como un portador de información del objeto, la cual se registra generalmente en imágenes, mediante sensores a bordo de aeronaves (aviones, globos) o plataformas espaciales (Quihao, 2010).

La teledetección se ha transformado en un elemento esencial en la vigilancia de volcanes. Empleándose principalmente en: (1) la medición remota de la deformación en edificios volcánicos; (2) la observación de los cambios en las emisiones y procesos volcánicos; (3) la documentación del estado eruptivo en volcanes activos; (4) el monitoreo térmico de cráteres volcánicos y cuerpos de lava; y en (5) la identificación y mapeo de terrenos volcánicos peligrosos con la finalidad de modelar y reducir el riesgo de desastres (Ernst et al., 2008). Por otro lado, también ha sido bastante utilizada en el estudio de accidentes geográficos en el campo de la geomorfología ya que los datos de la teledetección brindan información directa sobre las características, pendientes, relieves y formas de la superficie de la Tierra (Gupta, 2018).

En función del alcance, Quihao (2010) clasifica la teledetección en: (1) teledetección satelital; (2) teledetección por radar; (3) teledetección LIDAR; (4) fotografía y fotogrametría; y (5) teledetección térmica. En la elaboración del este trabajo se emplearán las dos últimas técnicas (4 y 5) de teledetección pasiva, que detectan la radiación solar reflejada (luz visible) o terrestre emitida (infrarrojo térmico) por los objetos, las cuales se explican en las Secciones 2.5.3 y 2.5.4, respectivamente.

2.5.1 PRINCIPIOS FÍSICOS – ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO

En física, las ondas electromagnéticas (EM) representan la propagación simultánea de energía (radiación electromagnética) a través del espacio, de los campos eléctricos y magnéticos generados por el movimiento de una carga eléctrica; estas al ordenarse de acuerdo con sus diferentes frecuencias y longitudes de onda, forman el espectro electromagnético, cuyas bandas principales, son: (1) rayos cósmicos; (2) rayos gamma;

(3) rayos X; (4) luz ultravioleta; (5) luz visible; (6) radiación infrarroja (IR); (7) microondas; y (8) ondas radio (Paine & Kiser, 2012; Vollmer & Mollmann, 2018; Figura 2.13a).

Las fotografías (imágenes visuales) utilizadas en la vigilancia visual son registros gráficos del espectro visible, cuyo rango de longitudes de onda entre 0.4 y 0.7 μm es detectado por el ojo humano (Paine & Kiser, 2012). En cambio, en la vigilancia térmica se trabaja en el espectro infrarrojo (IR), cuya banda de onda va de 0.75 μm a 100 μm , de la cual para la captura de imágenes IR se emplea una parte del espectro, de $\sim 0.9 \mu\text{m}$ a $\sim 14 \mu\text{m}$. Es así que, para las cámaras térmicas se tiene tres rangos espectrales disponibles: (i) región de onda corta (SW) de 0.9 a 1.7 μm ; (ii) región de onda media (MW) de 3 a 5 μm , y (iii) región de onda larga (LW) de 7 a 14 μm (Vollmer & Mollmann, 2018; Figura 2.13b).

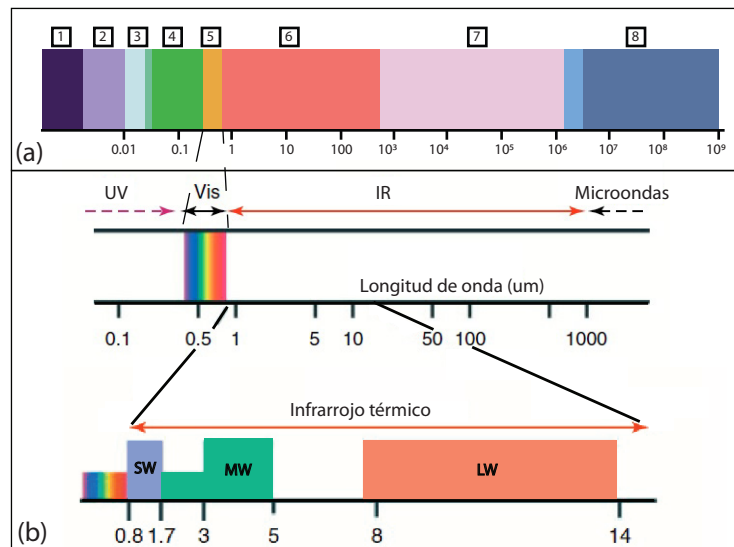


Figura 2. 13. (a) Espectro electromagnético. **(b)** Espectro visible y espectro de radiación infrarroja (IR), incluidos los tres rangos disponibles para la fotografía térmica. Modificado de Vollmer & Mollmann (2018).

2.5.2 RESOLUCIÓN DEL SENSOR

Los tipos de resolución más utilizados para datos de sensores remotos son: la resolución espacial y la resolución temporal.

La resolución espacial está determinada por el tamaño de la celda (píxel) de la cuadrícula (GRID), la cual puede estar en metros o centímetros. De modo que, a menor área representada por cada píxel, mayor serán los detalles captados y por ende mayor la resolución. Esta depende principalmente según Girod (2018) de: (1) la distancia de la cámara al objeto (cuanto más alejada esté la cámara, más baja será la resolución); y (2) la pendiente del terreno (las pendientes orientadas hacia la cámara tendrán un número muy alto de píxeles por unidad horizontal de superficie). Por otra parte, la resolución temporal está definida por el ciclo de repetición o la frecuencia con la que un sensor vuelve a visitar un área. Por lo que, está influenciada por parámetros climáticos y condiciones superficiales.

2.5.3 TELEDETECCIÓN VISUAL

La teledetección visual consiste en la observación y registro de la actividad volcánica desde tierra o aire, por medio de cámaras fotográficas y de video. En el estudio de objetos tan complejos y peligrosos como los volcanes, ha sido de utilidad en la observación y descripción cualitativa de la actividad volcánica y sus productos (cuerpos de lava, CDPs, columnas de emisión, fumarolas, deslizamientos gravitacionales) así como en la evaluación del estado de la actividad volcánica.

2.5.4 TELEDETECCIÓN TÉRMICA

Por otra parte, la teledetección térmica consiste en la medición de la temperatura de la superficie del edificio volcánico mediante medios indirectos, es decir a través de cámaras térmicas digitales fijas o portátiles, situadas a una distancia prudente y segura del objetivo.

2.5.4.1 Cámaras térmicas digitales

Una cámara térmica digital es un instrumento, compuesto por un lente, un detector de matriz de plano focal (FPA) y un software para procesar y mostrar las imágenes. Estas cámaras convierten la radiación "infrarroja" emitida por un objeto en una imagen visible al ojo humano (Vollmer & Mollmann, 2018). Por primera vez, las cámaras térmicas digitales aparecieron impulsadas por intereses militares, en los años 60. En 1965 se desarrollaron los sistemas de imágenes térmicas de alta resolución temporal con captura de 20 imágenes por segundo. Sin embargo, en estos tiempos, los sistemas aún dependían del escaneo, eran pesados y poseían sistemas de refrigeración voluminosos, hasta que en 1997 se diseñaron las cámaras térmicas digitales, así como las conocemos hoy en día con sensores FPA de microbolómetros no refrigerados (Harris, 2013). Actualmente se pueden encontrar cámaras térmicas portátiles de varias marcas a diferentes precios, con una resolución de hasta 1024×768 píxeles, una sensibilidad térmica $< 0.02^{\circ}\text{C}$, y con sistemas avanzados (OSX, UltraMax™, MSX®) que garantizan una captura de imágenes de mejor calidad y con un mayor recuento de píxeles.

2.5.4.2 Imágenes térmicas en la vulcanología

Las imágenes térmicas son la representación bidimensional de la radiación emitida por un cuerpo u objeto, en el que se puede contemplar la distribución de temperatura (Budzier & Gerlach, 2011). En la vulcanología su utilidad ha sido reconocida durante décadas. No obstante, solo recientemente se ha implementado de forma regular en la vigilancia volcánica. Su aplicación en volcanes activos reside en el estudio y análisis cualitativo y cuantitativo de varios procesos volcánicos diferentes. En particular, en varios estudios se han utilizado a corto y a largo plazo para: (1) el mapeo y caracterización de anomalías térmicas; (2) la vigilancia y análisis de datos térmicos durante estados no eruptivos para

buscar patrones o comportamientos anómalos; (2) la vigilancia de las erupciones en curso; (3) caracterizar flujos de lava activos y obtener sus tasas de efusión; (4) analizar lagos de lava activos; (5) analizar la evolución de campos fumarólicos y plumas de emisión; (6) detectar posibles planos de falla o fracturas en la evaluación del riesgo volcánico; y para (7) distinguir la morfología y el número de ventos dentro de los cráteres (Calvari et al., 2004; Spampinato et al., 2011).

Para la vigilancia térmica aérea del volcán Tungurahua se utilizaron dos cámaras térmicas portátiles FLIR modelos: PM 695 (entre el 2002 y 2010) y SC660 (desde 2011 hasta la actualidad), con resoluciones de 320 x 240 píxeles y 640 x 480 píxeles, respectivamente.

PALETA DE COLORES

Los softwares de análisis de imágenes térmicas poseen varias paletas de colores disponibles, mediante las cuales se puede cambiar el color de los píxeles, sin alterar los datos de temperatura. Las paletas comúnmente utilizadas son: grey, iron, yellow y rain (Figura 2.14), y estas son seleccionadas conforme al propósito del estudio. La paleta “grey” y “yellow” generan imágenes con detalles más realistas, mientras que con las paletas “iron” y “rain” se pueden identificar rápidamente cambios de temperatura y anomalías térmicas (FLIR Systems, s.f.).

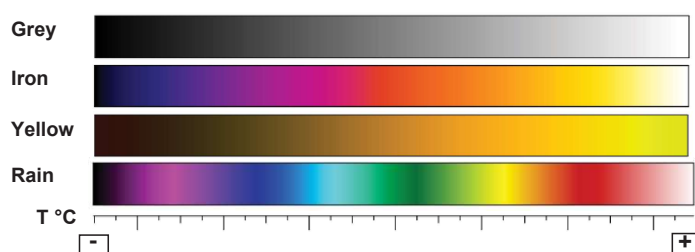


Figura 2. 14. Paletas grey, iron, yellow y rain, disponibles en ThermaCAM Researcher.

2.5.5 FOTOGRAMETRÍA AÉREA Y MDES

La fotogrametría aérea es una técnica indirecta, que evalúa, analiza e interpreta la forma, dimensión y posición de un objeto, por medio de una o varias imágenes aéreas. La información del objeto extraída a través de las imágenes puede ser de tres tipos: (1) geométrica (distancias, ángulos y alturas); (2) semántica, asociada a la interpretación de la imagen; (3) y temporal, relacionada a los cambios que ha experimentado el objeto en el tiempo. En el caso de emplearse imágenes aéreas oblicuas con una inclinación mayor a 5° del eje óptico respecto a la vertical (desde el aire hasta el suelo) se la define como fotogrametría aérea oblicua (Dvigalo et al., 2016; Gupta, 2018).

En la actualidad, las técnicas de fotogrametría se han automatizado, convirtiéndose en un método eficiente y de bajo costo en la creación de modelos digitales de elevación (MDEs), definidos como representaciones en formato digital de la superficie terrestre, con

coordenadas espaciales (x, y, z) (Schenk, 2005). En general, los MDEs se pueden clasificar en función de su resolución en: baja (> 20 m), alta (5 a 2 m) y muy alta (< 2 m) (Dottori et al., 2013). En cuanto a su precisión pueden alcanzar un nivel centimétrico, en caso de ser construidos por métodos fotogramétricos. Sin embargo, al usar técnicas fotogramétricas su precisión dependerá principalmente de factores, como: (i) la calidad y las escalas de las fotografías; (ii) la precisión y las condiciones físicas de los instrumentos fotogramétricos utilizados; (iii) la precisión, densidad y distribución de los datos fuente; y (iv) la geometría estéreo de las fotografías aéreas (Li et al., 2005).

Los MDE están sujetos a errores e incertidumbre. Por lo que la calidad de un MDE está determinada por: (i) la adquisición, resolución y precisión de los datos de entrada; (ii) el método de procesamiento e interpolación para la creación del MDE; (iii) la resolución espacial y precisión del modelo de salida; y (iv) la complejidad topográfica del terreno a modelizar (Li et al., 2005; Fisher y Tate, 2006; Wechsler & Kroll, 2006; Chen & Yue, 2010).

EVALUACIÓN DEL ERROR CUADRÁTICO MEDIO (RMSE) Y LA PRECISIÓN POSICIONAL

Es común que no se evalúe la distribución y efectos de los errores en los MDEs (Wechsler y Kroll, 2006), o que esta información no se encuentre disponible para los usuarios de estos (Holmes et al., 2000). Sin embargo, es importante evaluarlo antes de cualquier estimación e interpretación.

La evaluación de la presión posicional de los MDEs generalmente se lo realiza mediante indicadores estadísticos, que miden que tan cerca están los valores espaciales estimados de un MDE a los valores observados o reales (Congalton & Green, 2009). El indicador más común para resumir de forma global los errores posicionales en un MDE es el error cuadrático medio (Erdoğan, 2010).

El error cuadrático medio (RMSE) es la raíz cuadrada de la media de los errores al cuadrado, en cuya Ecuación 2.1, el O_i representa a los valores reales u observados, el E_i a los valores estimados y la n al tamaño de la muestra. Con esta ecuación se puede calcular el RMSE vertical en z, y el RMSE para los componentes X y.

$$\mathbf{RMSE}_{x,y,z} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (O_i - E_i)^2} \quad (2.1)$$

También, una vez calculado el RMSE para X y, de forma individual, para calcular el RMSE horizontal (XY de manera conjunta) se debe de emplear la Ecuación 2.2.

$$\mathbf{RMSE}_r = \sqrt{\mathbf{RMSE}_x^2 + \mathbf{RMSE}_y^2} \quad (2.2)$$

Por otra parte, en base a los tests para el control de calidad NSSDA (1998) y NDEP (2004), mediante el RMSE vertical y horizontal se puede calcular la precisión posicional de los

MDEs a un nivel de confianza del 95%. Una precisión con un nivel de confianza (95%) significa que aproximadamente el noventa y cinco por ciento de los datos espaciales del MDE evaluado tendrán un error con respecto a la posición “real” de terreno, igual o menor que el valor de precisión reportado (Muñoz, 2013).

El cálculo de la precisión vertical se realiza con la Ecuación 2.3.

$$\text{Precisión}_z = \pm 1.96 * \text{RMSE}_z \quad (2.3)$$

Y en el caso de la precisión horizontal dependiendo de si: (i) el $\text{RMSE}_x = \text{RMSE}_y$ se emplea:

$$\text{Precisión}_r = \pm 1.7308 * \text{RMSE}_r \quad (2.4)$$

O si el $\text{RMSE}_x \neq \text{RMSE}_y$ se utiliza la Ecuación 2.5.

$$\text{Precisión}_r = \pm 1.22385 * (\text{RMSE}_x + \text{RMSE}_y) \quad (2.5)$$

2.5.6 TELEDETECCIÓN EN EL ESTUDIO DE UN CRÁTER ACTIVO

Durante más de dos décadas se han utilizado frecuentemente datos satelitales con una resolución espacial de media a alta en el estudio y monitoreo volcánico. Principalmente, los datos ampliamente disponibles, proporcionados por los sensores TM, ETM+, ASTER, Hyperion y OLI, con una resolución espacial de 15 a 30 m, y una resolución temporal de 16 días (Kervyn et al., 2007). Por lo que, Carter et al. (2008) mediante la utilización de imágenes ASTER del volcán Bezymianny observó un emplazamiento de lava en su cráter y la creación de uno nuevo. Por otra parte, también se tienen modelos digitales de elevación (MDEs) de acceso libre, de 30 a 90 m de resolución por píxel, obtenidos por el sensor radar SRTM de la Misión Topográfica Shuttle Radar. Mediante los cuales Grosse et al. (2014) calculó varios parámetros morfométricos para los cráteres (ancho >700 m) de algunos volcanes activos, como Nyiragongo, Dempo, Popocatépetl, Ipala, entre otros. Estos datos satelitales de media a alta resolución son una herramienta de fácil acceso, de bajo costo y con un tiempo de revisita fijo. Por lo que, los datos satelitales pueden servir como un medio complementario a otras técnicas de análisis. Puesto que son útiles a gran escala en la delimitación de formas, en la observación de ciertos cambios morfológicos y en la estimación de parámetros cuantitativos en cráteres grandes. Sin embargo, tienen una resolución limitada y no son adecuados para estudios detallados, ya que en gran parte los cambios morfológicos en un cráter ocurren a pequeña escala, por debajo de la resolución espacial de estos datos.

Por otra parte, pese a que existen datos satelitales de muy alta calidad capturados con sensores modernos, como QuickBird, GeoEye, Ikonos, Serie Eros, Serie WorldView, Serie Cartosat y Serie Pléiades, con una amplia cobertura espacial, de muy alta precisión, de alta resolución espacial (de 5 cm a 3.20 m) y con una buena frecuencia temporal (de 5 días a un día), su utilización aun no es una opción en estudios de vulcanología, ya que, al ser datos comerciales, tienen un alto costo. No obstante, Bagnardi et al. (2016) utilizó por

primera vez imágenes triestéreo adquiridas por el satélite Pleiades-1 para crear un modelo digital de elevación post-eruptivo de la cumbre del volcán Fogo, con una muy alta resolución y una precisión vertical submétrica.

En cuanto a MDEs LIDAR obtenidos mediante un escáner laser, estos son datos de alta resolución y precisión, que para su adquisición no dependen de las condiciones de iluminación y que en un solo escaneo recopilan una cantidad masiva de datos. Estos han sido utilizados con éxito en el estudio de los cambios morfológicos de los cráteres de los volcanes Mount St. Helen (Haugerud et al., 2004), Mount Etna (Neri et al., 2008) y Erebus (Jones et al., 2015), en la generación de MDEs en el análisis del crecimiento de un domo de lava en el volcán Soufrière Hills (Jones, 2005) y en el estudio de la geomorfología y formación de los cráteres anidados del volcán Láscar (Dalfsen et al., 2016). No obstante, no cuentan con una resolución temporal definida y su ejecución requiere de varias personas y de un equipo costoso (Buckley et al., 2008). Sin embargo, James et al. (2006) resalta el uso de datos LIDAR en la obtención de puntos de control (CPs), valiosos en la construcción de MDEs fotogramétricos. Por otra parte, cabe agregar que también se puede emplear la fotogrametría de drones de corto alcance en la obtención de puntos de control (CPs) y el estudio de cráteres activos. De ahí que, Darmawan et al. (2017) estudiara los cambios morfológicos y estructurales en el domo de lava del cráter del volcán Merapi con datos de alta resolución, y errores cuadráticos medios (RMSE) de 0.19 a 0.57 m. Mostrando el gran potencial del uso de drones en el mapeo topográfico y sus desventajas asociadas a las condiciones ambientales y naturales para la ejecución del vuelo.

Por otra parte, en los últimos años se ha empleado eficazmente la fotogrametría aérea oblicua en la evaluación rápida, flexible y económica de cambios topográficos en áreas remotas o inaccesibles y muy peligrosas, como volcanes activos. Los MDEs y ortofotos generadas con esta técnica son de alta calidad, tanto con respecto a los detalles como a la precisión (Cecchi et al., 2003; Diefenbach et al., 2012). Esta técnica en cráteres activos se ha utilizado para medir la distancia y el diámetro del cráter del volcán Santiaguito (Bluth & Rose, 2004), para estudiar el aumento de la superficie en el suelo del cráter del Mount St. Helens (Schneider et al., 2008), para estudiar los cambios al interior del cráter del volcán Stromboli (Marsella et al., 2014), así como para analizar de forma cualitativa y cuantitativa los cambios morfológicos del cráter del volcán Telica, y su asociación con la actividad eruptiva (Hanagan & La Femina, 2017). Por otro lado, también se ha empleado la fotogrametría área oblicua en el estudio de domos de lava en cráteres, sus ciclos de emplazamiento, crecimiento y destrucción, tasas de flujo del magma y volúmenes como para los volcanes Mount St. Helens (Schilling et al., 2008; Major et al., 2009; Diefenbach et al., 2012), Colima (James & Varley, 2012; Walter et al., 2013a; Thiele et al., 2016), Merapi (Walter et al., 2013b) y Popocatépetl (Gómez-Vásquez et al., 2016).

CAPÍTULO III: METODOLOGÍA DE TRABAJO

En este capítulo se presentan las técnicas y procedimientos empleados para estudiar la evolución morfológica y morfométrica del cráter del volcán Tungurahua, para el periodo eruptivo, entre 2002 y 2016. Los resultados obtenidos se encuentran en el Capítulo IV.

3.1 RECOLECCIÓN DE DATOS E INFORMACIÓN

Se recopiló y revisó la bibliografía e información disponible, como: imágenes aéreas oblicuas visuales y térmicas de la colección del IG-EPN, reseñas y datos históricos, artículos científicos, informes del IG-EPN, trabajos de titulación e investigaciones sobre el volcán Tungurahua; así como también, literatura sobre la teledetección (térmica y visual), fotogrametría y geomorfología volcánica.

3.2 ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO DEL CRÁTER

El estudio geomorfológico del cráter consistió en analizar la evolución morfológica y morfométrica del cráter, y su relación con la actividad volcánica. Por lo que, se dividió el estudio en dos partes complementarias: en un análisis cualitativo y en un análisis morfométrico del cráter. A continuación, en la Figura 3.1 se presenta un diagrama de flujo en el que se resume la metodología utilizada en este trabajo:

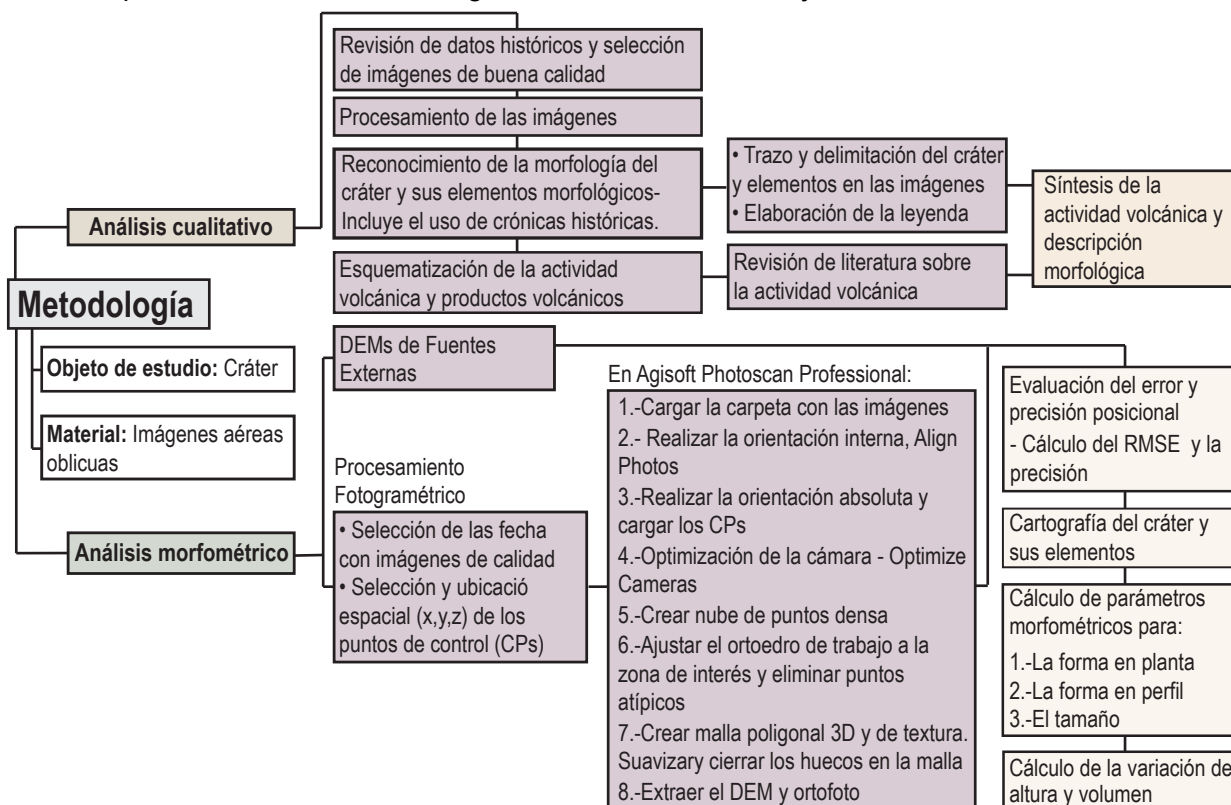


Figura 3. 1. Flujo de trabajo de la metodología diseñada para estudiar la geomorfología del cráter, y su relación con la actividad volcánica.

3.2.1 ANÁLISIS CUALITATIVO

Gracias a la colección de imágenes aéreas oblicuas, adquiridas por los científicos del área de Vulcanología del IG-EPN, durante los sobrevuelos al volcán Tungurahua, entre el 2000 y 2016 fue posible disponer de 757 imágenes aéreas visuales (VIS) y 1994 imágenes aéreas térmicas (IR) para el análisis cualitativo del cráter. La lista de estas imágenes aéreas se encuentra en el Anexo A. De las imágenes aéreas oblicuas disponibles (VIS y IR) se seleccionaron las de mejor calidad, es decir imágenes enfocadas, no movidas, con o sin presencia de nubosidad y sin plumas de emisión. Además, se seleccionaron imágenes con cambios notorios de forma, tamaño y posición en el cráter respecto a las fechas anteriores. Para resaltar y mejorar la visualización de los cambios morfológicos en el cráter, para las imágenes térmicas se empleó la paleta “yellow”, y en el caso de las imágenes visuales se mejoró la nitidez y el rango dinámico (de luminancia) entre el cráter y el fondo de la imagen mediante programas de edición fotográfica. Al tratarse de un análisis cualitativo no fue necesario establecer los parámetros de corrección de la cámara, como emisividad, humedad relativa, temperatura atmosférica, etc., para las imágenes térmicas. Por otra parte, como herramientas complementarias se utilizaron modelos de elevación digital y ortofotos sin una orientación absoluta generados en este trabajo por fotogrametría a partir de las imágenes aéreas oblicuas (VIS o IR) (ver Capítulo 3, Sección 3.2.2.1).

Para visualizar los cambios morfológicos en el cráter se construyó una secuencia cronológica con las imágenes seleccionadas, en la que, para cada imagen se efectuó un reconocimiento visual y localización general de las principales características morfológicas del cráter (ej. picos del borde del cráter, cumbre máxima, la cumbre Luis Martínez), para luego identificar antiguas estructuras y determinar nuevas formas y otros elementos morfológicos. Estas características del cráter se representaron en cada imagen mediante símbolos de fácil identificación, con los que luego se construyó una leyenda (Figura. 3.2).















Estructura principales	Elementos morfológicos secundarios	Otros
 Cráter Principal	 Cumbre máxima	 Incandescencia
 Cráter Externo	 Cumbre Luis Martínez	 Área de fumarolas
 Cráter Interno 1	 Pico noroccidental	 Colapsos internos
 Cráter Interno 2	 Terraza volcánica	 Deslizamientos
	 Semi-cono piroclástico	
	 Cráter freático	

Figura 3. 2. Leyenda elaborada para el análisis cualitativo de las imágenes aéreas del cráter.

Para vincular los cambios morfológicos del cráter con la actividad y fenómenos volcánicos del periodo de estudio se unificó en un solo esquema el gráfico de Hidalgo et al. (2015) de periodos y fases de actividad volcánica con el gráfico de Bustillos et al. (2016) de la altura de las columnas eruptivas. También, se completó el gráfico de Bustillos et al. (2016) con las alturas de las columnas eruptivas faltantes, reportadas de marzo de 2014 al 2016 por el Washington VAAC (<https://www.ssd.noaa.gov/VAAC/ARCH14/archive.html>) y por el IG-

EPN en los reportes diarios. Por otro lado, se incluyó además en el esquema la ubicación temporal de las imágenes aéreas oblicuas (VIS y IR) seleccionadas, así como la ocurrencia de los productos volcánicos tales como: CDPs (principalmente grandes y algunos de menor tamaño) y flujos de lava.

Finalmente, en base al esquema elaborado en el paso anterior (Ver Sección 4.1, Capítulo 4) se realizó el análisis cualitativo de la morfología del cráter. Este análisis consistió, primero en describir y asociar sistemáticamente entre fechas los cambios en la morfología del cráter, detallando atributos, como: forma (circular, semi-elíptico, alargado, lobular, lineal), tamaño, aspecto (irregular, liso, uniforme) y posición (elevado, superficial, profundo). Para después, relacionar lo observado en el cráter con los periodos y fases volcánicas, en función de los resúmenes de la actividad, en particular los informes diarios, mensuales, del OVT y anuales del IG-EPN (<https://www.igepn.edu.ec/tungurahua-informes>), aunque también artículos científicos referenciados en este trabajo (ver Capítulo 2, Sección 2.4.4).

3.2.2 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

El análisis morfométrico del cráter consistió en cuantificar la variación del tamaño y forma del cráter, mediante el uso de modelos digitales de elevación (MDEs) en formato ráster y ortofotos de diferentes fuentes y resoluciones. De fuentes externas se tiene (Figura 3.3):

- 1.- Un MDE y una ortofoto del 2008 del Proyecto del Banco Interamericano de Desarrollo (BID), con resoluciones espaciales de 5 m y 50 cm, respectivamente.
- 2.- Un MDE y una ortofoto del 2012 del proyecto SIGTierras, con resoluciones espaciales de 3 m y 30 cm, creado con tecnología LIDAR por Tecslut international Limitée (IGM, 2014). Con una precisión altimétrica de 2m – 3m (Bermeo, 2013).
- 3.- Un MDE y una ortofoto del 2018 de una resolución espacial de 0.053 m, creado con fotogrametría de drones por el Dr. Benjamín Bernard del IG-EPN.

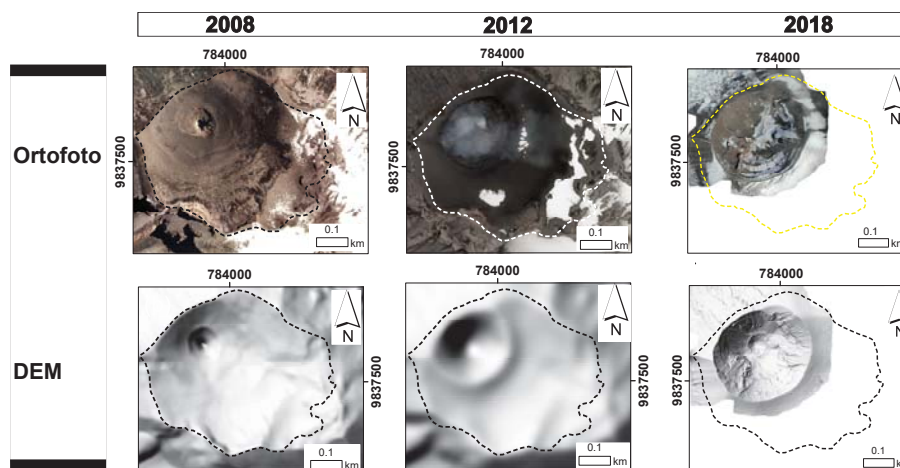


Figura 3. 3. Ortofotos y MDEs obtenidos de fuentes externas, del 2008 (Proyecto BID), del 2012 (Proyecto SIGTierras) y del 2018 de (B. Bernard, IG-EPN).

Además, en este trabajo se crearon algunos MDEs y ortofotos a partir de las imágenes aéreas (VIS y IR) disponibles de mejor calidad.

En el proceso planteado en este trabajo para el análisis morfométrico del cráter se trabajó con el software ArcGis 10.5 (ArcGis, 2017) a una resolución estándar de 5 m (para todos los MDEs). Para que el proceso seguido en este trabajo se pueda reproducir de forma rápida y fácil, se subrayó en negrilla todas las herramientas de ArcGis 10.5 utilizadas, de manera que el usuario pueda buscar y abrir automáticamente las herramientas desde la ventana “Search” ubicada en “Windows” del menú principal; como se observa en la Figura 3.4.

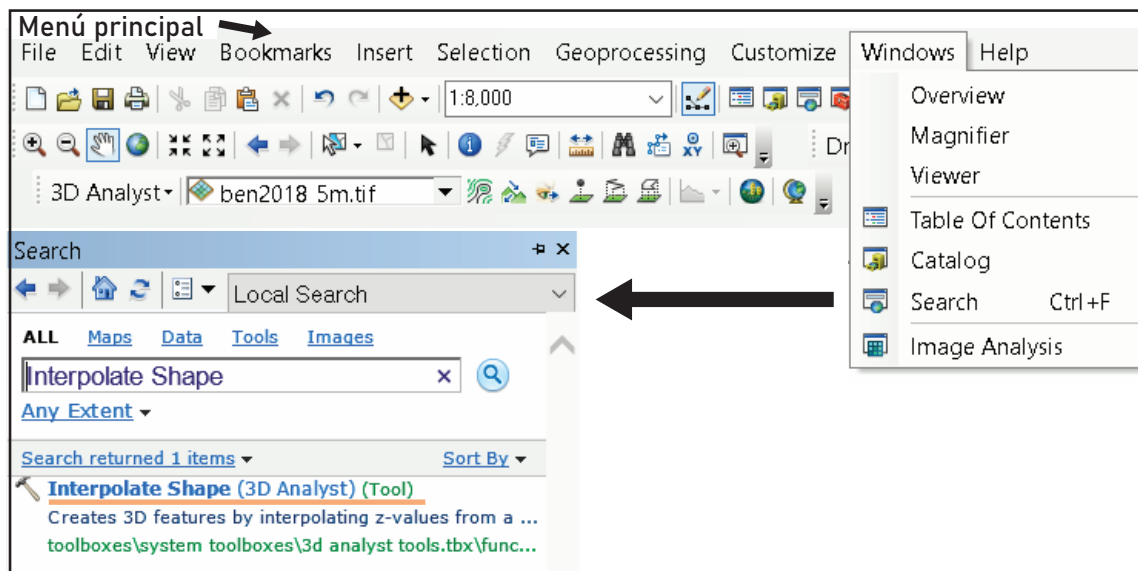


Figura 3. 4. Ubicación de la ventana “Search” en la interfaz del programa ArcGis 10.5.

3.2.2.1 Fotogrametría aérea oblicua

En este trabajo, en su mayoría las imágenes aéreas oblicuas empleadas en el proceso de fotogrametría aérea, no disponían de coordenadas GPS, ni datos de calibración. A su vez, tampoco se tienen puntos de control en tierra (GCPs) del cráter del Tungurahua. Por lo que, para realizar la orientación absoluta del sistema fotogramétrico se utilizaron puntos de control (CPs). Estos se identificaron y extrajeron en zonas visibles, de fácil reconocimiento y de alto contraste en la topografía (ej. cumbres y picos) que no hayan experimentado cambios ni desplazamientos en el intervalo temporal de estudio, es decir puntos “invariables” en tiempo y espacio. En ArcGis 10.5, estos puntos se digitalizaron en formato shapefile, con la ayuda de los MDEs y ortofotos disponibles. Para luego, con la herramienta **Interpolate Shape (3D Analyst)**, extraer a partir de un MDE de referencia, sus datos espaciales (x, y, z) en un nuevo archivo. En la tabla de atributos del archivo creado, por medio de la herramienta “Geometry Calculator” se extrajeron los valores espaciales (x, y, z) de los puntos en tres columnas, para después exportar el archivo en formato .txt.

Luego de realizar lo anteriormente mencionado, para el procesamiento fotogramétrico de las imágenes aéreas oblicuas se utilizó el programa *Agisoft Photoscan Professional* (Agisoft PhotoScan, 2013), cuyo entorno de trabajo y elementos se encuentran en la Figura 3.5.

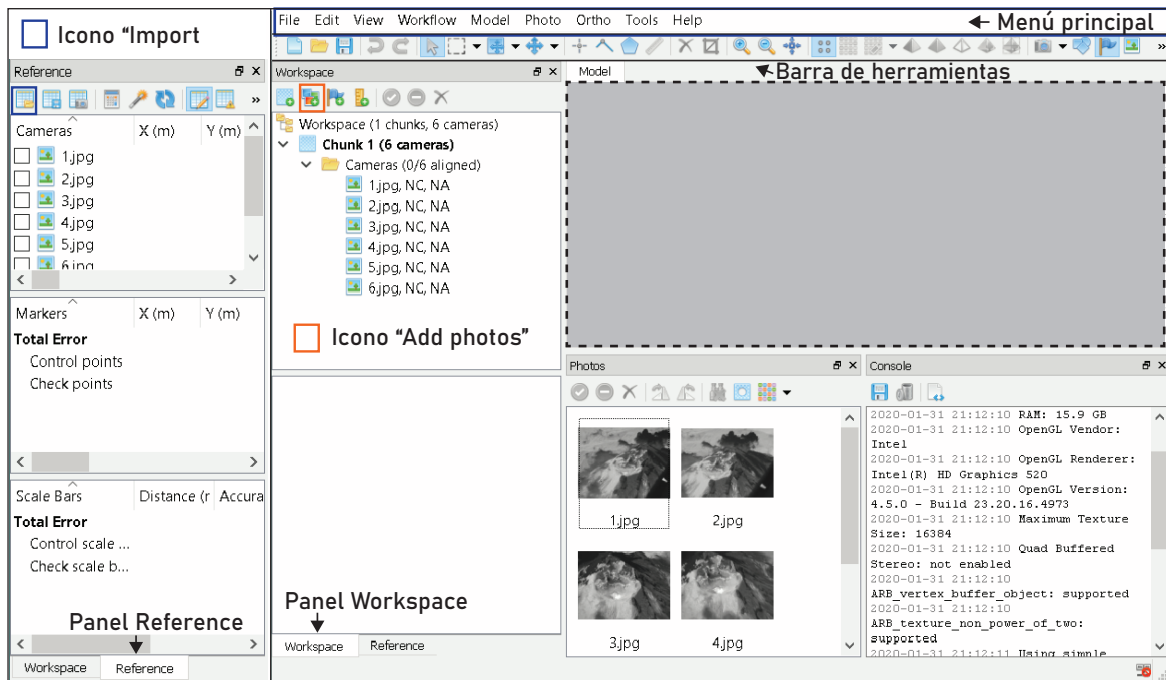


Figura 3. 5. Entorno de trabajo de Agisoft Photoscan Professional, con su menú principal, barra de herramienta, paneles, y los iconos de “Add photos” e “Import”.

A continuación, se mencionan los ocho pasos que se deben de seguir en Agisoft Photoscan Professional para generar MDEs y ortofotos a partir de imágenes aéreas oblicuas.

I.- Primerio, se seleccionó las fechas con imágenes aéreas oblicuas de mejor calidad, con cambios notorios en la morfología del cráter del Tungurahua. Para luego, cargarlas en el programa, mediante el icono *Add Photos* ubicado en el panel de *Workspace*.

En el caso de las imágenes aéreas IR, antes de cargar al programa estas imágenes capturadas con la cámara FLIR SC660; que contienen metadatos de la toma de imágenes, como: orientación de la cámara, tiempo de exposición, longitud focal, distancia de enfoque, latitud, longitud, altitud, etc. De manera que los metadatos no se pierdan, primero se exportaron las imágenes desde ThernaCAM Researcher 2002, para luego transferir los metadatos de las imágenes originales a las exportadas, de forma individual, a través del programa ExifToolGUI, con la herramienta *Copy metadata from single file de Export/Import* del menú principal, la cual se puede observar en la Figura 3.6.

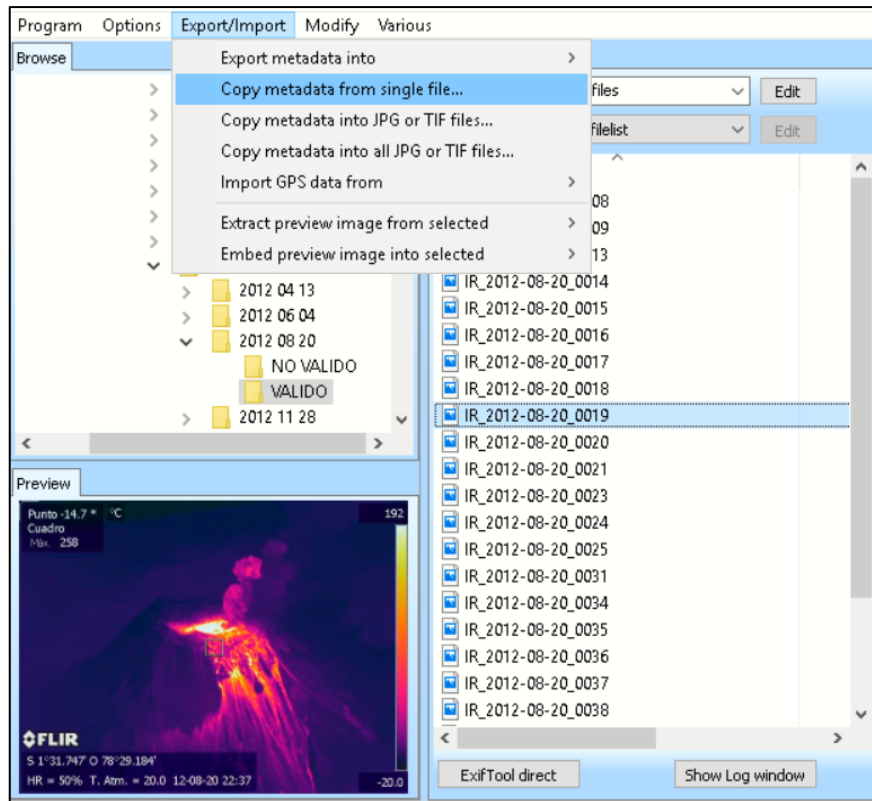


Figura 3. 6. Interfaz de ExifToolGUI con la herramienta (barra azul) usada para transferir los metadatos de las imágenes aéreas térmicas.

II.- Luego de haber cargado las imágenes aéreas oblicuas se efectuó la orientación interna del modelo, por medio de *Align Photos* del menú *Workflow*. De forma automática, el programa ajustó los parámetros de calibración de la cámara y calculó las orientaciones de las imágenes en el momento de la toma, generando una nube de puntos de enlace. Por otra parte, es importante tener en cuenta que entre más imágenes se carguen, más precisa será la calibración interna del modelo (Figura 3.7a).

III.- Después, para establecer una relación entre las coordenadas del modelo fotogramétrico con las coordenadas geográficas y de elevación en el cráter se realizó la orientación absoluta de las imágenes. Para ello, en el panel de *Reference*, con el icono de *Import* se cargó el archivo guardado en formato .txt con los CPs, y se ingresó el sistema de coordenadas geográficas del modelo. Los CPs al cargarse se convirtieron automáticamente en marcadores, cuyas posiciones espaciales se especificaron para una sola imagen. En el resto de las imágenes en que los marcadores son visibles, el programa realizó una proyección automática, mediante una colocación guiada de marcadores, enlazando los puntos coincidentes entre las imágenes. Esta colocación de marcadores se pudo ajustar y afinar aún más de forma manual, por medio de la visualización de la calidad del ajuste de los marcadores en el recuadro del panel de *Reference*, en el cual se pudo observar el error calculado para los marcadores en metros y el error de las proyecciones

en píxeles. Además, cabe mencionar que, entre más fotos se usen para especificar la posición de los marcadores, mayor será su precisión.

IV.- Una vez, en que se han posicionado los marcadores en todas las imágenes. A fin de corregir una posible distorsión en el modelo y mejorar la orientación de las imágenes se optimizó la alineación del modelo, en el menú de *Tools – Optimize Cameras*. Seleccionando en el cuadro de diálogo los parámetros de la cámara a mejorar.

V.- Luego, con *Build Dense Cloud* del menú *Workflow*, sobre las posiciones estimadas, el programa reconstruyó la profundidad para cada cámara, generando una nube de puntos densa y mapas de profundidades (Figura 3.7b).

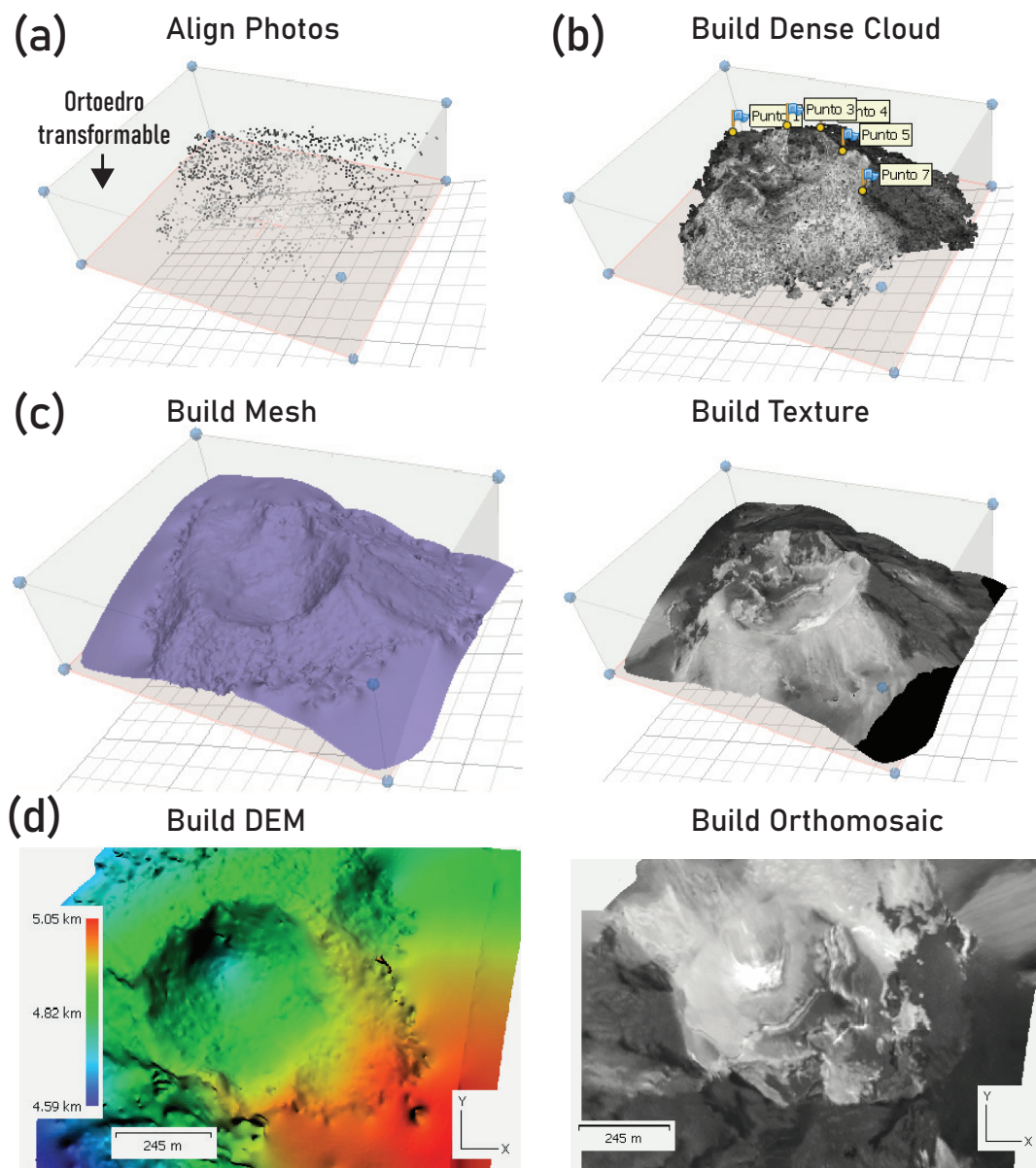


Figura 3. 7. Fotogrametría, procesos y herramientas del menú Workflow de Agisoft Photoscan, como: **(a)** Align Photos. **(b)** Build Dense Cloud. **(c)** Build Mesh y Build Texture. **(d)** Build MDE y Build Orthomosaic.

VI.- Después, se utilizó los iconos de *Move*, *Scale* y *Rotate Region* de la barra de herramientas, para ajustar el ortoedro transformable de la ventana de trabajo al área del cráter. Confinando únicamente la zona de interés (el cráter) de la nube de puntos densa en el ortoedro. Por otra parte, se identificó también algunos puntos atípicos de la nube, los cuales fueron eliminados de forma manual utilizando el *Free-Form Selection* de la barra de herramientas.

VII.- Luego, a partir de la nube de puntos densa se generó un modelo de malla poligonal 3D y su textura, con las herramientas *Build Mesh* y *Build Texture* del menú principal *Workflow*. Después para mejorar su aspecto se suavizó la malla y se cerraron algunos de sus agujeros, empleando las herramientas: *Smooth Mesh* y *Close Holes*, contenidas en *Mesh* del menú principal *Tools* (Figura 3.7c).

VIII.- Finalmente, de la malla creada en el paso anterior se extrajo el modelo digital de elevación (MDE) en formato ráster y su ortofoto en formato .tiff, con la herramienta *Build MDE* y *Build Orthomosaic* del menú principal *Workflow* (Figura 3.7d).

En ciertos casos, se obtuvieron modelos fotogramétricos con una orientación interna, pero sin una orientación absoluta, los cuales fueron utilizados como una herramienta complementaria en la evaluación cualitativa de los cambios morfológicos del cráter (ver Capítulo 3, Sección 3.2.1).

3.2.2.2 Evaluación del error y precisión posicional de los MDEs

Generalmente, en la evaluación del error y la precisión posicional de un MDE se comparan los valores espaciales (x, y, z) reales con los valores del MDE creado, generalmente a través del cálculo del error cuadrático medio (RMSE). Para calcular la precisión absoluta de un MDE se utiliza como valores reales a puntos de control en tierra (GCPs). En caso, de no tenerlos se puede estimar la precisión relativa posicional del MDE, empleando puntos de verificación (CPs) extraídos de otras fuentes (ej. datos en contornos de mapas, otros MDEs, etc.), que representen los valores “más probables” en esas ubicaciones (USGS, 1997). En este trabajo los puntos de verificación se extrajeron de un MDE de referencia. En teoría, un MDE de referencia es un MDE existente que contiene los valores más cercanos o similares a la realidad. La selección de un MDE de referencia, para la fotogrametría de imágenes aéreas oblicuas dependerá del año de creación, la fiabilidad y la resolución de los MDEs disponibles. En este trabajo, se utilizaron como MDEs de referencia, el MDE del 2008 del proyecto BID, para construir MDEs del año 2008 y 2009 y el MDE del Dr. Benjamín Bernard de 2018 para generar MDEs del año 2016.

Por otra parte, respecto a la cantidad y distribución apropiada de puntos de verificación para medir la precisión de un MDE, Ley (1986) señala que para garantizar una evaluación de errores inferior al 10% se requiere de 150 puntos de verificación. Por lo que, aquí se evaluó la precisión de los MDEs fotogramétricos con una muestra de 150 puntos.

Para obtener el error cuadrático medio horizontal (RMSE_r) y su precisión a un nivel de confianza del 95%, se siguieron los siguientes pasos en ArcGis 10.5:

1.- Se recortó el MDE de referencia con la capa vectorial del contorno del cráter en formato shapefile, mediante la herramienta **Extract by Mask (Spatial Analyst)**.

2.- Luego, se extrajo del raster de referencia los centros de todas las celdas, convirtiéndole al ráster en una capa vectorial de puntos, mediante **Raster to Point (Conversion)**.

3.- Después, a partir de la capa vectorial creada en el anterior paso, con la herramienta **Create Random Point (Data Management Tools)** se extrajo 150 puntos de verificación al azar, creándose así un archivo vectorial con 150 puntos del MDE de referencia. En el cual se cargaron automáticamente las coordenadas geográficas (X, Y) de los puntos en su tabla de atributos con la herramienta **Add XY Coordinates (Data Management)**.

4.- Por otro lado, para el MDE a evaluarse (ej. modelo fotogramétrico), de igual manera que para el MDE de referencia se recortó este MDE con la capa vectorial del contorno del cráter, a través de la herramienta **Extract by Mask (Spatial Analyst)**, y se lo convirtió en una capa vectorial de puntos con la herramienta **Raster to Point (Conversion)**.

5.- Luego, de haber generado la capa vectorial de puntos del MDE fotogramétrico en el paso anterior, de este se seleccionaron únicamente los puntos contiguos a los 150 centros de las celdas del MDE de referencia (creado en el Paso 3), a través de la herramienta *Select by location* de la ventana despegable "Selection" del menú principal de ArcGis 10.5. En la ventana de *Select by location* que se abre automáticamente se colocó en *Selection method* la opción "Select features from", en *Target layer* se seleccionó la capa vectorial de puntos del MDE fotogramétrico, en el recuadro de *Source layer* se seleccionó el nombre de la capa vectorial de puntos del MDE de referencia (creado en el Paso 3), y en *Spatial Selection method for target layer feature* se seleccionó la opción "are within a distance of the source layer feature", así como en distancia de búsqueda se colocó el valor de 3 m.

6.- Del paso anterior, una vez seleccionados los 150 puntos del archivo del MDE fotogramétrico, se exportó el archivo y se cargó con **Add XY Coordinates (Data Management)** las coordenadas geográficas (X, Y) de todos los puntos en su tabla de atributos.

7.- Luego, con la capa vectorial de puntos del MDE de referencia, creado en el Paso 3, y la capa vectorial de puntos del MDE fotogramétrico se traspasó la información espacial contenida en la tabla de atributos de un archivo al otro, seleccionando en uno de los archivos la opción *Join* de la ventana despegable "Joins and Relates", generándose un solo archivo con los 150 puntos de verificación y una tabla de atributos de cuatro columnas con las coordenadas (X, Y) del MDE de referencia y del MDE fotogramétrico, al que se le exportó en formato shapefile. Utilizándolo posteriormente para calcular el RMSE_r y la precisión horizontal de los MDEs fotogramétricos, mediante la ejecución del script en R del Anexo B, creado en este trabajo en función de las ecuaciones de la Sección 2.5.6.

En cuanto al cálculo del error cuadrático medio vertical (RMSE_z) y precisión, los puntos de verificación se seleccionaron al azar en regiones del cráter aparentemente “invariables” con la herramienta **Create Random Points (Data Management Tools)** de ArcGis 10.5. La altitud (z) de estos puntos de verificación se extrajeron para el MDE de referencia y el MDE fotogramétrico, en dos columnas individuales, siguiendo el procedimiento enunciado al inicio de la Sección 3.2.2.1. Por último, el archivo con los puntos de verificación de dos columnas se lo exportó en formato shapefile, para posteriormente usarlo en el cálculo del RMSE_z y de la precisión vertical de los MDEs fotogramétricos, mediante la ejecución del script en R del Anexo B, creado en este trabajo en función de las ecuaciones de la Sección 2.5.6.

3.2.2.3 Parámetros morfométricos

Para cuantificar los cambios observados en el cráter se trabajó con los modelos digitales de elevación (MDEs) a una resolución espacial fija de 5 m. Empleando para su visualización, manejo y análisis ArcGis 10.5. Para cada MDE se generaron curvas de nivel con una equidistancia de 5 m, mapas de sombras y de pendientes, así como modelos de TIN (Red de triángulos irregulares), a fin de poder extraer un conjunto de parámetros morfométricos del cráter; y calcular su variación de altura y volumen en el tiempo. Por otro lado, en la Figura 3.8 se observan los intervalos de pendientes tomados de MAGAP (s.f.) y utilizados en la elaboración de mapas de pendientes.











	Plana	0 - 1°		Fuerte	22 - 35°
	Muy suave	1 - 3°		Muy fuerte	35 - 45°
	Suave	3 - 7°		Escarpada	45 - 56°
	Media	7 - 14°		Muy escarpada	56 - 63°
	Media a fuerte	14 - 22°		Abrupta	> 63°

Figura 3. 8. Intervalos en grados utilizados para los mapas de pendientes.

En función de los archivos extraídos de los MDEs se delimito manualmente el contorno del cráter principal y sus elementos, y se elaboró por cada MDE un mapa morfológico del cráter. Para luego, calcular un conjunto de parámetros definidos por Grosse et al. (2012) que cuantifican la morfometría de un cráter, describiendo su tamaño, así como su forma en planta y en perfil.

El tamaño. - Determinado por la altura (H_{\max} y H_{\min}), área (A_c), ancho (W_c) y profundidad (D_c).

Para calcular el ancho del cráter se aplicó la Ecuación 3.1 de Grosse et al. (2012)

$$\sqrt{\frac{A_c}{\pi}} * 2 \quad (3.1)$$

La forma en planta. - Determinada por el índice de elipticidad (ei_c) e irregularidad (ii_c), así como por el eje mayor (MAX_c), el eje menor (mAX_c) y el acimut de alargamiento del cráter (α_c).

La forma en perfil. - Determinada por la pendiente máxima (Sc_{max}), pendiente promedio (Sc_{mean}) y la relación adimensional de: profundidad del cráter / ancho del cráter (D_c/W_c)

De estos parámetros se calcularon únicamente las relación adimensional e índices de forma y profundidad para el cráter interno.

En cuanto al índice de elipticidad (ei_c) e índice de irregularidad (ii_c) del cráter, estos describen la forma del plano (contorno de elevación), cuantificando el alargamiento y la complejidad del contorno, respectivamente, iniciando en 1 para contornos circulares y regulares, y aumentando su valor con la elongación y complejidad del contorno.

En base a Grosse et al. (2012), en la Ecuación 3.2 del índice de elipticidad, L es la longitud del eje principal del contorno y A es el área que encierra este.

$$ei_c = \frac{\pi \times \left(\frac{L}{2}\right)^2}{A} \quad (3.2)$$

Para el índice de irregularidad (ii_c), en su Ecuación 3.3, P es el perímetro del contorno y A es el área encerrada dentro de este. Para su cálculo, primero se determina el índice de disección del contorno, para después, restarle el índice de disección de una elipse de igual elipticidad que el contorno del círculo (es decir, 1).

$$di_{contorno} = \frac{P}{2 \times A} \times \sqrt{A/\pi}, \quad ii_c = di_{contorno} - (di_{elipse})^{-1} \quad (3.3)$$

A fin de observar las variaciones de altura en el cráter se crearon varias secciones topográficas. Para lo cual se digitalizó la línea del perfil topográfico en ArcGis 10.5 creando una capa vectorial del tipo lineal, a partir de la cual con la herramienta **Interpolate Shape (3D Analyst)** se generó una capa lineal 3D. Finalmente con esta se creó el perfil topográfico usando el icono Create Profile Graph de la barra de herramientas *3D Analyst*.

Por otra parte, se estimó el espacio físico disponible en el cráter, durante y al terminar la actividad volcánica, de manera que se pudiera registrar un aumento o reducción de la capacidad de almacenamiento en el cráter. Para lo cual, se utilizó la herramienta **Surface Volume (3D Analyst)** de ArcGis 10.5, con la que por medio de un modelo de red irregular de triángulos (TIN) del cráter se calculó el área y el volumen de la región contenida entre el punto mínimo al interior del cráter y un plano horizontal de referencia (Figura 3.9). Para ejecutar el procedimiento se especificó la altura a la que pasa el plano horizontal sobre la superficie del cráter, en nuestro caso corresponde al punto más bajo del borde noroccidental del cráter, y además también fue necesario señalar que el proceso debía de realizarse por debajo del plano horizontal de referencia.

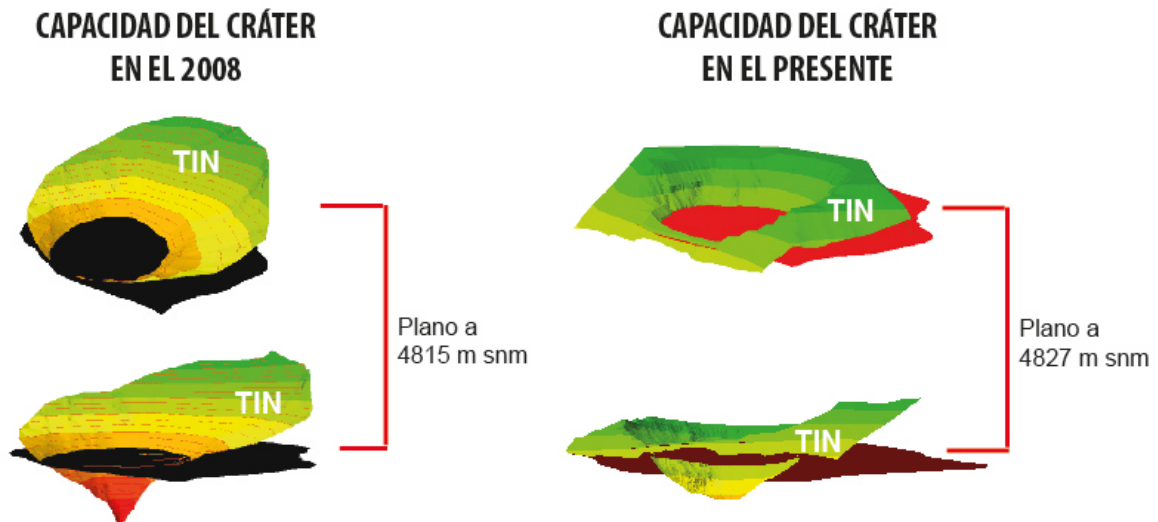


Figura 3. 9. TIN del cráter del Tungurahua del 2008 y presente, con sus respectivos planos horizontales de referencia, usados para calcular la capacidad de almacenamiento del cráter en ArcGis 10.5.

Finalmente se estimó la variación del volumen en el cráter. Para lo cual, se restó la altura de dos MDEs de diferentes años con la herramienta **Ráster Calculator (Spatial Analyst)**. De esta operación se generó un archivo ráster, y en base, a los valores de variación de altura máxima y mínima se definieron cuatro intervalos de clases. Para luego, con el ráster anterior e intervalos de clases crear un mapa de variación de altura, con la herramienta **Reclassify (3D Analyst)**. En base, a los dos archivos ráster generados, con la herramienta **Zonal Statistics as Table (Spatial Analyst)** se obtuvo de forma automática una tabla de atributos con el área, la variación de altura mínima, la variación de altura máxima, la variación de altura en promedio y la sumatoria de las variaciones de altura por cada intervalo de clase. Multiplicando a esta última columna de la sumatoria de las variaciones de altura por el tamaño de la celda (en este trabajo de 5 m) se calculó la variación del volumen del material depositado y erosionado en el cráter. Finalmente, sumando las variaciones de volumen para las cuatro clases se obtuvo el volumen neto de material entre los dos MDEs.

Una manera más rápida de calcular la variación de volumen de depositación, erosión y neta por clases y de forma general para el cráter, en la que se obtuvo los mismos resultados, fue convertir el ráster inicial con las diferencias de altura en un archivo de puntos, mediante la herramienta **Raster to Point (Conversion)**. En la tabla de atributos de este archivo se tiene una columna denominada por defecto "grid_code", la cual contiene los valores de las diferencias de altura entre los dos MDEs. Después, a este archivo de puntos se lo guardó en formato .shp, para luego usarlo en la ejecución del script en R contenido en el Anexo C, desarrollado por Vásquez (2018) y modificado en este trabajo para calcular la variación del volumen y altura en el cráter por intervalos de clases.

CAPÍTULO IV: RESULTADOS

Los resultados obtenidos tras aplicar la metodología presentada en el Capítulo III se presentan a continuación:

4.1 ANÁLISIS CUALITATIVO

De los aproximadamente 68 sobrevuelos, efectuados antes, durante y después de las fases y periodos volcánicos del 2000 al 2016 al volcán Tungurahua se emplearon 27 fechas para el análisis cualitativo de la geomorfología del cráter del Tungurahua. De las cuales se analizaron únicamente cinco fechas anteriores al mayor evento explosivo IEV 3, ocurrido en agosto de 2006. Por otra parte, además se emplearon MDEs y ortofotos sin una orientación absoluta construidos en este trabajo a partir de las imágenes aéreas oblicuas existentes para las fechas: 15 de marzo de 2010, 28 de noviembre de 2012 y 20 de septiembre de 2013 (ver Capítulo 3, Sección 3.2.2.1).

A continuación, en la Figura 4.1 se muestra el esquema completo de la actividad del volcán Tungurahua con las 27 fechas analizadas, en función del cual se realizó el estudio descriptivo de los cambios morfológicos experimentados por el cráter, y su relación con la actividad volcánica.

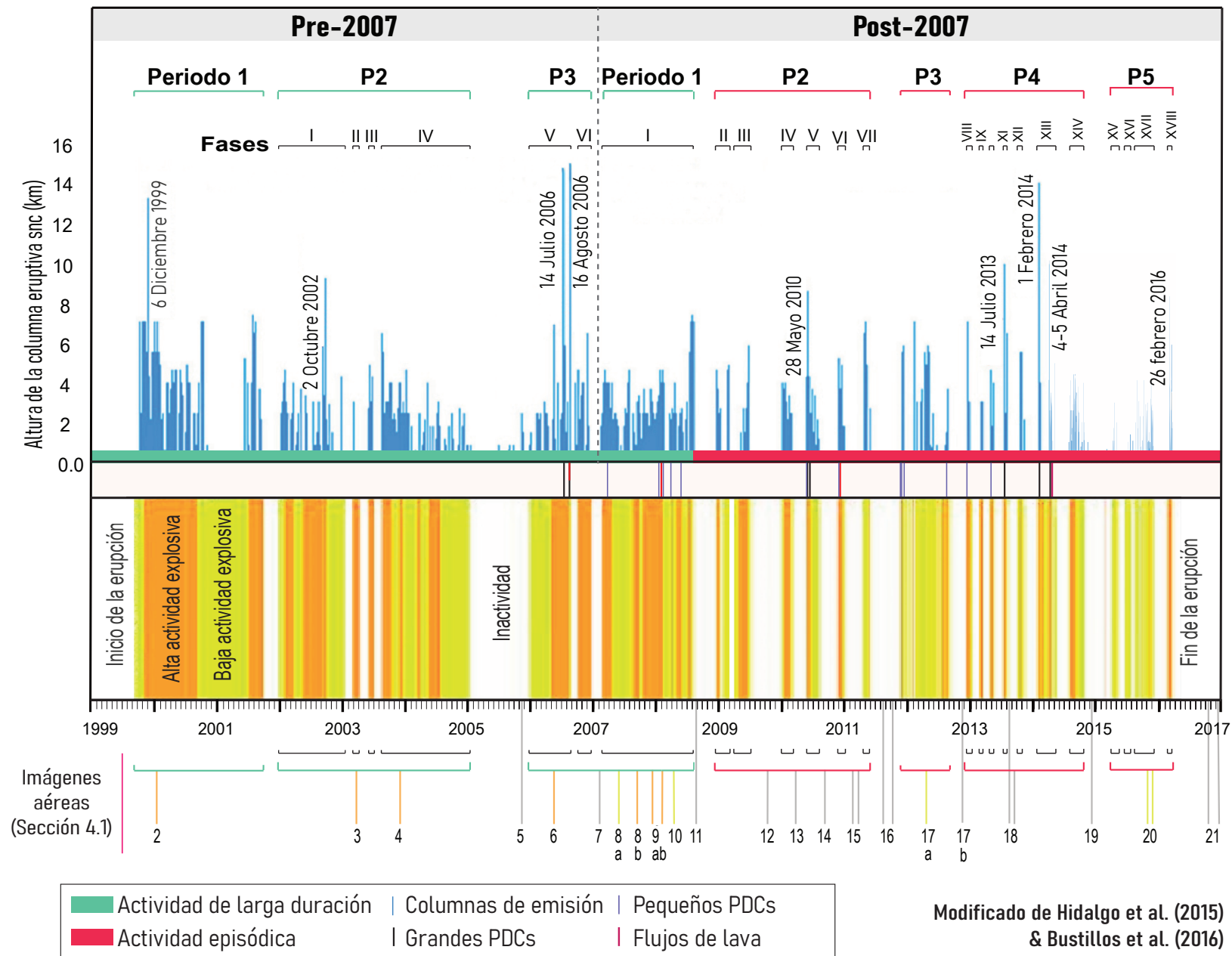


Figura 4. 1. Esquema de la actividad volcánica del volcán Tungurahua con sus periodos y fases, productos volcánicos y las fechas analizadas en el estudio de la evolución morfológica del cráter.

4.1.1 MORFOLOGÍA PREEXISTENTE

Generalmente, en las crónicas históricas del cráter (ver Capítulo 2, Sección 2.4.3) destacan características, como: un borde sur más alto, un borde oeste más bajo, y una abertura en el borde noroccidental, en forma de escotadura. Por lo que, en 1999 el volcán Tungurahua inició un nuevo ciclo eruptivo al interior de un cráter principal, con algunos rasgos morfológicos preexistentes, resultado de una historia de erupciones pasadas.

4.1.2 ACTIVIDAD VOLCÁNICA PRE-2007

4.1.2.1 Periodo 1 y 2 (octubre 1999 – enero 2005)

Para el Periodo 1 y Fase I del Periodo 2 no se tienen imágenes aéreas oblicuas de calidad. De modo que, no se pudieron estudiar los cambios en la morfología del cráter por casi tres años, principalmente cambios que podrían haber ocurrido durante las erupciones de noviembre-diciembre de 1999, agosto de 2001 y septiembre de 2002. Sin embargo, se conoce que tras la erupción de 2001 (IEV 2), el cráter poseía un diámetro aproximado de 200 a 250 m y un pequeño glaciar en su borde norte, cubierto por una capa piroclástica de ~10 a 20 m de espesor (Le Pennec et al., 2012). También, gracias a imágenes provistas por la Ing. Patricia Mothes del IG-EPN para el Periodo 1 se pudo identificar gran parte del borde noroccidental y sus rasgos característicos, como el corte del borde noroccidental en forma de “U”, denominado como escotadura por Stübel (2004), así como el pico noroccidental del cráter (Figura 4.2).



Figura 4. 2. Imagen aérea oblicua visual del 5 de enero del 2000, en la que se muestra la escotadura (línea rosada) y el pico noroccidental (punto blanco) del cráter (Foto: IG-EPN).

De marzo de 2003, correspondiente a la Fase II del Periodo 2 se tiene La Figura 4.3. Por primera vez, en esta se observa la forma inicial del cráter. Una depresión prominente formada bajo la cumbre máxima (punto amarillo) del volcán Tungurahua, a la cual, en este trabajo se la denominó cráter principal. Según se observa, es un cráter sub-elíptico, amplio

y alargado en dirección NO-SE. Con una estructura asimétrica, marcada por un borde sureste más alto y un borde noroeste más bajo. En cuanto a su geometría externa, el borde del cráter estaría compuesto por cuatro segmentos: (1) un lado SE de aspecto sinusoidal o lobular; (2) un lado NE de aspecto sub-continuo; (3) un lado NO en forma de escotadura; y (4) un lado SO irregular con varias salientes o picos. Por otra parte, las paredes internas del cráter hacia el sur poseen una pendiente escarpada y, en relación con el fondo del cráter, presentan una diferencia de altura mayor que lo observado para las paredes al noroeste, cuyas pendientes están medianamente inclinadas. Además, se observa que tanto el fondo del cráter como el viento se encuentran a un nivel profundo.

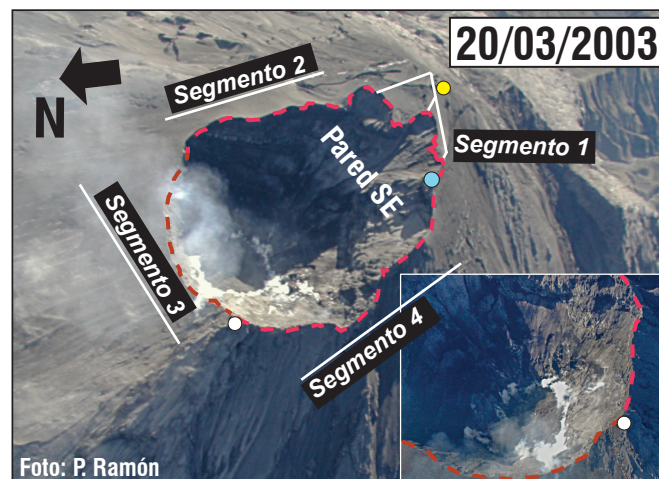


Figura 4. 3. Cráter principal del Tungurahua en la Fase II (Foto: IG-EPN). Dividido en: segmento 1 (borde SE), segmento 2 (borde NE), segmento 3 (borde NO) y segmento 4 (borde SO). Aquí, se observa el borde (línea entrecortada roja), la cumbre máxima (punto amarillo), la cumbre Luis Martínez (punto celeste) y el pico noroccidental (punto blanco) del cráter.

Tras la Fase III y durante la Fase IV luego de casi ocho meses de la imagen anterior se tiene la Figura 4.4. En la que se observa un cráter amplio, ligeramente menos profundo, con una forma similar al anterior. Sin embargo, en su fondo se observa un nuevo relleno volcánico de aspecto suelto y homogéneo y un viento en una posición más somera, así como se aprecia en torno a este, la aparición de un pequeño cono interno. Por otra parte, en comparación a las imágenes disponibles de fechas anteriores, en esta imagen se observa cierta erosión en las paredes internas del cráter. Observándose en la Figura 4.4, bajo el pico noroccidental, una parte de la pared interna del cráter descubierta, y en el caso de la pared interna sureste del cráter, un socavamiento y profundización.

En función de los reportes de la actividad se cree que una parte del nuevo relleno depositado en el fondo del cráter es producto de la actividad volcánica registrada de junio a diciembre de 2003 (Fase III e inicios de la Fase IV). Sin embargo, también se considera que una parte de este relleno podría corresponder al material que recubre las paredes internas del cráter en la Figura 4.3. Este material probablemente se habría desprendido y movilizado pendiente abajo, impulsado por la acción de la gravedad y la continua

liberación de energía por la actividad volcánica y emisiones, descendiendo hacia la base y colmatándose en el fondo del cráter.

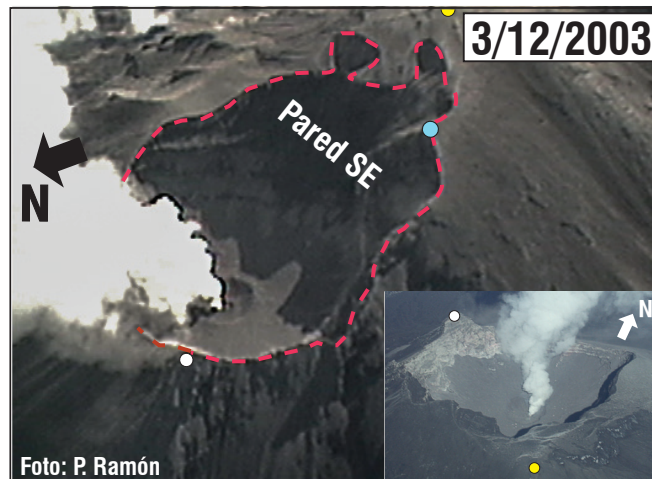


Figura 4. 4. Imagen aérea visual del 03 de diciembre de 2003 de la Fase IV, en la que se observa la depositación de nuevo material volcánico en el fondo del cráter (Foto: IG-EPN).

Tras concluir el Periodo 2, inició un extenso periodo de quietud, del cual se tiene la Figura 4.5, en la que no se observa mayores cambios morfológicos en el cráter, a excepción de la desaparición del pequeño cono interno. Sin embargo, no se descarta la depositación y acumulación de nuevo material en su fondo. Por otra parte, en esta imagen es evidente la forma característica del borde suroriental (segmento 1 del cráter), caracterizada por pequeñas oquedades y un contorno sinusoidal o “lobular”.

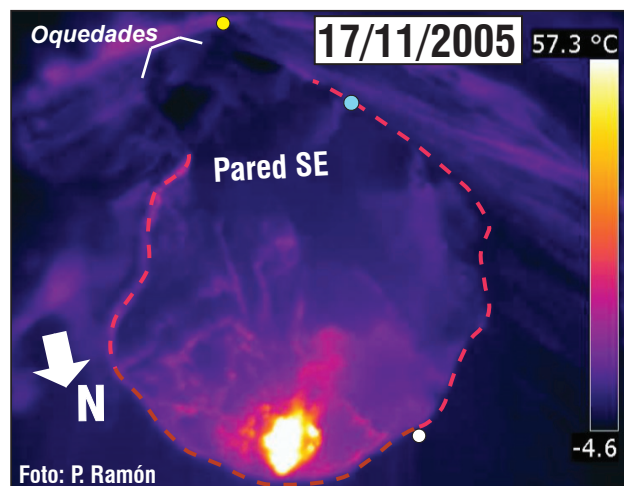


Figura 4. 5. Imagen aérea térmica del 17 de noviembre de 2005 con la configuración del cráter principal, tras la finalización del Periodo 2 (Foto: IG-EPN).

4.1.2.2 Periodo 3 (enero - diciembre de 2006)

Durante el Periodo 3 se realizaron tres sobrevuelos al volcán en el 2006. Sin embargo, debido a la intensa actividad en superficie, de las 8 imágenes visuales y 176 imágenes térmicas disponibles, únicamente se pudo analizar una imagen. En esta imagen (Figura 4.6) capturada antes de los eventos de julio y agosto de 2006 se observa una parte de la

estructura norte del cráter. No obstante, no se puede determinar con exactitud si ocurrieron cambios en la estructura del cráter principal, ya que por su campo de visión difícilmente se puede comparar con las imágenes de fechas anteriores.

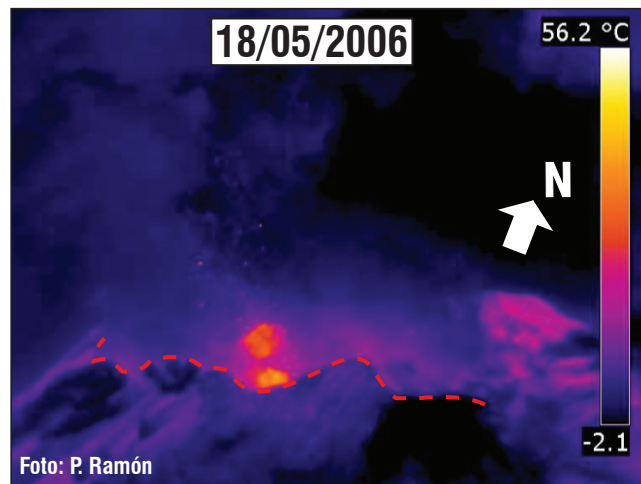


Figura 4. 6. Imagen aérea térmica del 18 de mayo de 2006 del cráter principal del Tungurahua, visto desde el sur, anterior a las grandes erupciones de 2006 (Foto: IG-EPN).

Luego de las grandes erupciones de 2006 pasaron algunos meses sin que se tenga imágenes aéreas oblicuas que revelen los efectos de estas erupciones en la morfología del cráter. Por lo que, se buscaron imágenes satelitales en el servidor Earth Explorer del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), en donde se encontró una imagen ASTER del 5 de febrero de 2007 (Figura 4.7a). En esta imagen es evidente que el cráter presenta una nueva configuración interna, la cual, continuando con el trabajo de Bernard et al. (2018) y en función a su variación topográfica se ha podido delimitar en: (1) una zona central, grande, amplia y profunda; y (2) una zona sur-oriental, pequeña, angosta y a menor profundidad, como se observa en la Figura 4.7b.

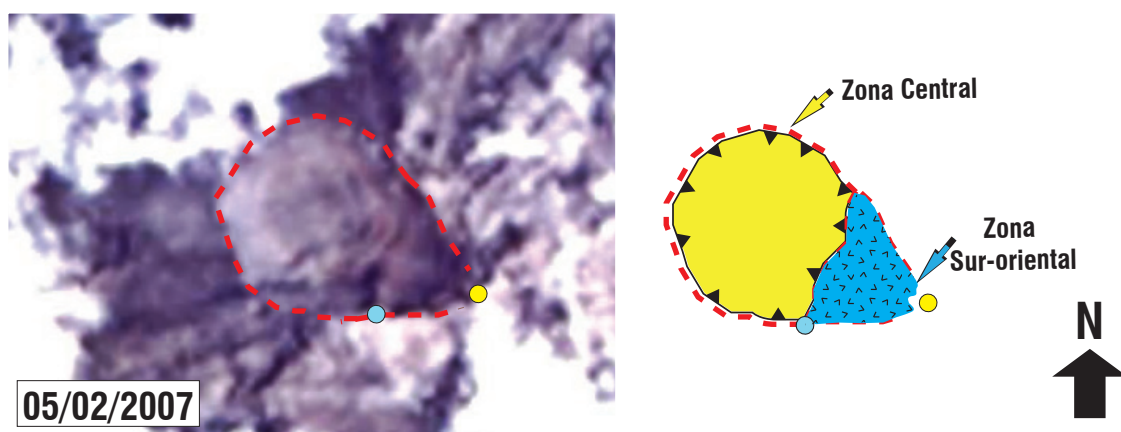


Figura 4. 7. (a) Imagen ASTER del 5 de febrero de 2007, tras finalizar el Periodo 3 de la actividad volcánica Pre-2007. Línea entrecortada roja: Contorno del cráter principal. **(b)** Ilustración de la nueva configuración del cráter, tras las erupciones del 2006, compuesta por: la zona central o cráter externo (área amarilla) y la zona sur-oriental (área celeste).

En la zona central de la Figura 4.7a se tiene una depresión sub-circular bien marcada, abovedada y rodeada en su interior por una serie de roturas arqueadas, que cortan la preexistente topografía, producto de la erosión y/o excavación del cráter principal durante las erupciones del 2006. Por definición, la depresión originada al interior del cráter principal puede considerarse como un nuevo cráter volcánico, por lo que se la denominó cráter externo. Por otra parte, tras las erupciones de 2006 en la zona sur-oriental se observa una pequeña superficie en relieve, la cual representa la región de la estructura del cráter principal que no se erosionó (remanente del cráter principal). Por el contrario, se habría rellenado de material volcánico.

4.1.3 ACTIVIDAD VOLCÁNICA POST-2007

4.1.3.1 Periodo 1 (febrero 2007 – agosto 2008)

Del Periodo 1 se obtuvieron las primeras imágenes aéreas oblicuas del cráter (Figuras 4.8a y 4.8b), posteriores a las erupciones del 2006 y al evento vulcaniano del 27 de marzo del 2007. En estas imágenes se ratifica la nueva configuración interna del cráter, compuesta por un cráter externo y una zona sur-oriental. El cráter externo presenta una estructura cónica invertida con paredes internas escarpadas y una serie de anillos concéntricos en su interior que atraviesan el relleno volcánico. Por otra parte, en la zona sur-oriental, no se observan rastros de erosión, por el contrario se observa la presencia de nuevo material en el borde y paredes de esta zona, el cual ha suavizado la topografía interna del cráter como se aprecia en la Figura 4.8b.

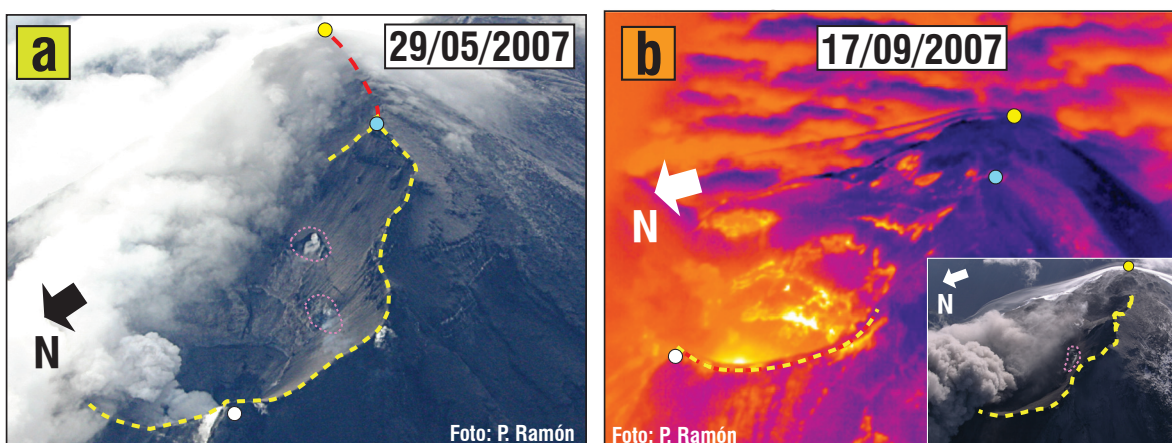


Figura 4. 8. (a) y (b) Imágenes aéreas oblicuas, posteriores a las erupciones del 2006, en las que se observa la nueva configuración del cráter, es decir el cráter externo y la zona sur-oriental (Fotos: IG-EPN). Fumarolas (formas punteadas en rosado).

De diciembre de 2007 del Periodo 1 se tiene la Figura 4.9a, en la que se visualiza un cráter aún profundo en forma de embudo con fuertes pendientes. En comparación a las fechas anteriores, la incandescencia del viento es visible. Por lo que, el viento estaría posiblemente a una menor profundidad. En respuesta, a la depositación de nuevo material en el fondo del cráter, tras las continuas emisiones de ceniza registradas en el volcán Tungurahua.

Tras casi un mes y medio de la imagen anterior y antes de que se produjera la erupción vulcaniana (IEV 2) en febrero 2008 se tiene la Figura 4.9. En esta se observa la depositación de nuevo material piroclástico en el cráter, lo cual ha suavizado su topografía interna. Dejando una superficie homogénea de aspecto más uniforme y un fondo más somero en su interior y haciendo visible la incandescencia en el viento. Este aumento de material volcánico en el cráter se cree que está relacionado a las emisiones sub-continuas de ceniza, y principalmente a la extrusión del flujo de lava en enero de 2008 (IG-EPN, 2008c). Posiblemente, parte del flujo de lava se emplazó en el fondo del cráter, siendo recubierto posteriormente por material piroclástico. Elevando de esta manera el viento a un nivel más superficial. Este incremento se reitera en los informes mensuales de enero y febrero de 2008 del IG-EPN en los cuales se menciona que la fuente de las emisiones era bastante somera, por lo que habría facilitado la dispersión de piroclastos por todos los flancos, una mayor ocurrencia de emisiones y la visualización de incandescencia en el interior del cráter (IG-EPN, 2008a, 2008b).

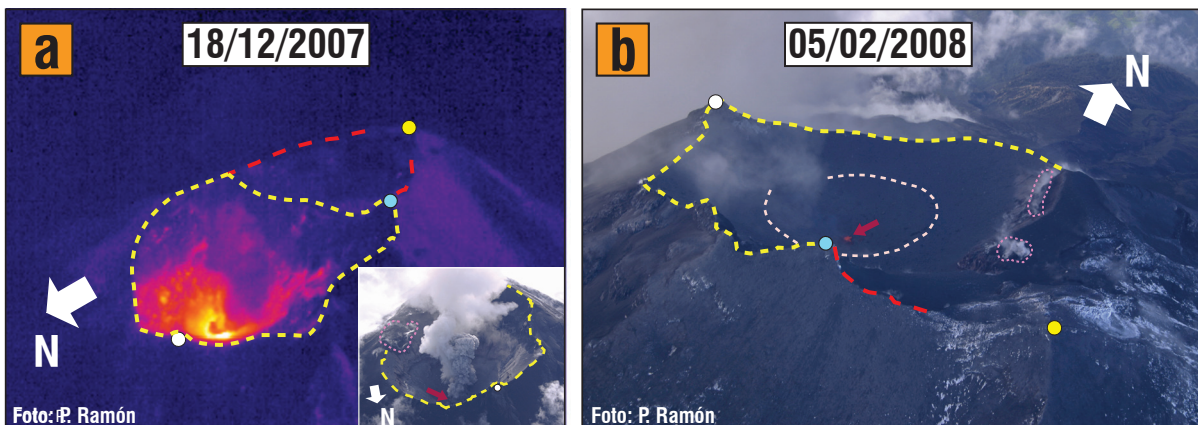


Figura 4. 9. Imágenes aéreas oblicuas. **(a)** Del 18 de diciembre de 2007, con un cráter profundo en forma de embudo. **(b)** Del 5 de febrero de 2008, con un nuevo relleno en el cráter y un viento más superficial; anterior a la erupción de febrero de 2008 (Fotos: IG-EPN).

Tras dos meses de actividad volcánica y de la erupción del 6 de febrero de 2008 se tiene la Figura 4.10. En esta imagen aérea se observa en el centro norte del cráter externo, la excavación de un nuevo cráter. Posiblemente, formado por la erupción vulcaniana de febrero de 2008. Por lo que, posiblemente se erosionó parte del relleno de la pared interna del cráter, desplazando el material hacia su base. Acumulándose en el fondo del cráter y formando una cavidad amplia y profunda con un contorno irregular, a la que se denominó cráter interno uno. Respecto al viento, en comparación a la fecha anterior, este parece estar próximo al borde noroccidental, a un nivel un poco más profundo. También, en la imagen térmica al interior del cráter interno uno, cerca del borde noroccidental se observa la aparición de un pequeño cráter de forma alargada, con un borde irregular, al que se denominó cráter interno dos. Probablemente, este también se habría originado a causa de la erosión del relleno interno del cráter, por la erupción en febrero de 2008.

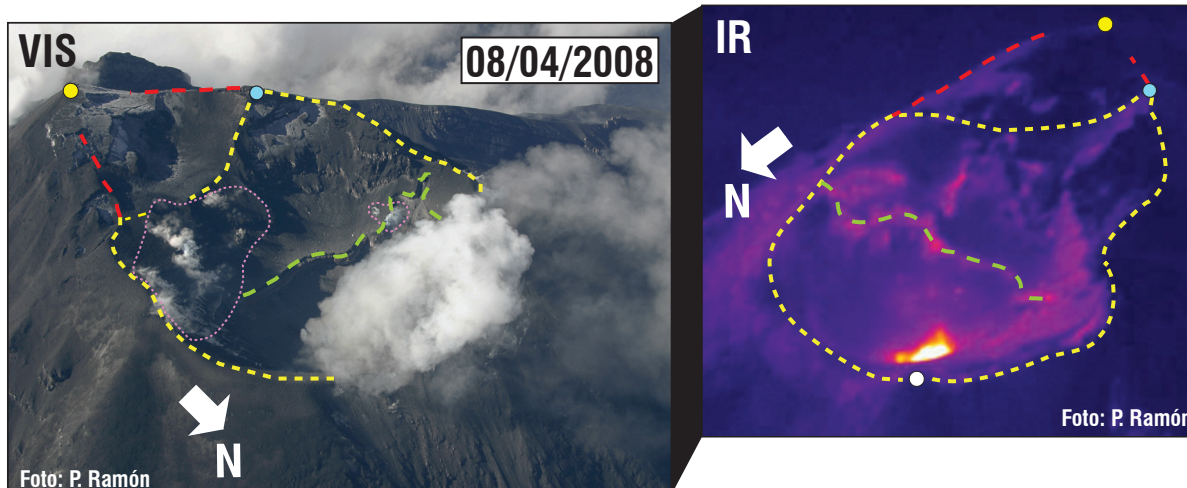


Figura 4. 10. Imágenes aéreas oblicuas del 8 de abril de 2008, visual (izquierda) y térmica (derecha) (Fotos: IG-EPN). Muestran la aparición del cráter interno uno (línea entrecortada verde) y del cráter interno dos (línea entrecortada blanca), tras la erupción de 2008.

Tras finalizar el Periodo 1 de la actividad volcánica post-2007, el Tungurahua entró en un periodo de inactividad del que se tiene la Figura 4.11 con una configuración del cráter aparentemente similar a la Figura 4.10. En estas imágenes se observan una serie de irregularidades en la parte superior - intermedia de la pared interna del cráter, los cuales se describieron como cráteres freáticos. Sin embargo, no se descarta que sean cráteres freatomagmáticos. En el cráter interno se aprecia la deposición de nuevo material y, por consiguiente, un vento más en superficie. Esto es más evidente en el área del pico noroccidental (punto blanco) donde la elevación del relleno es aún más notoria. En comparación a la fecha anterior se observó también un aumento del tamaño del cráter interno dos.

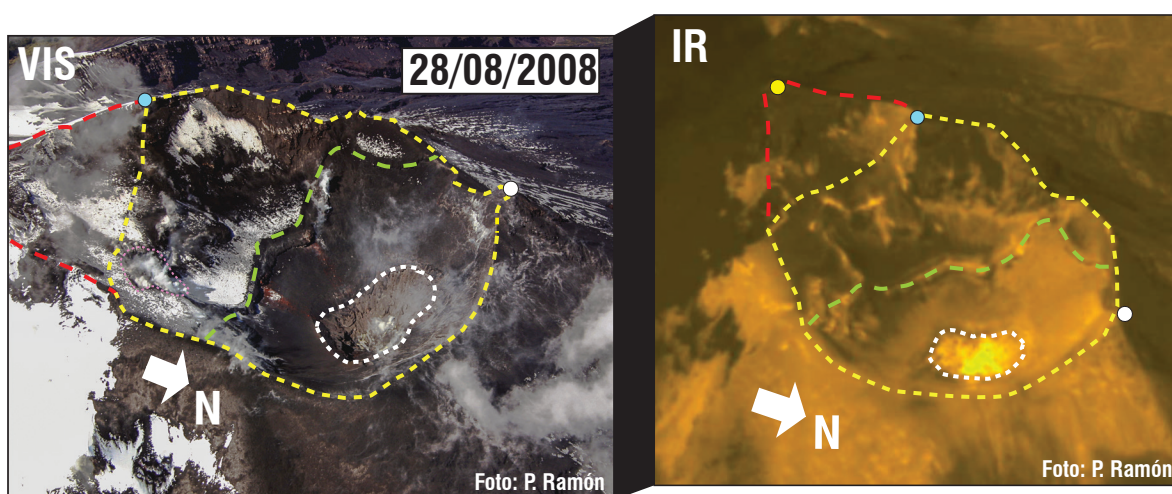


Figura 4. 11. Imágenes aéreas oblicuas del 28 de agosto de 2008, visual (izquierda) y térmica (derecha), al finalizar el Periodo 1 de la actividad volcánica post-2007, en las que se observa un aumento del relleno al interior del cráter (Fotos: IG-EPN).

4.1.3.2 Periodo 2 (diciembre de 2008 – mayo de 2011)

Tras la Fase II y Fase III del Periodo 2 se produjo un periodo de inactividad de casi seis meses, del cual se tiene la Figura 4.12. En esta se observa que se ha depositado nuevo material en el fondo del cráter. De modo que, el borde del cráter interno uno que era visible en fechas anteriores ha quedado recubierto por el nuevo relleno. No obstante, pese a este crecimiento al interior del cráter, el cráter interno dos aún se mantiene a un nivel más bajo que el borde del cráter externo. Además, presenta una forma sub-circular y un borde externo más definido, con un segmento irregular en el borde norte, relacionado probablemente a pequeños colapsos internos. Para evitar confusiones, ya que el contorno del cráter interno uno ha quedado oculto por el relleno volcánico. De aquí en adelante al cráter interno dos se lo menciona únicamente como cráter interno.

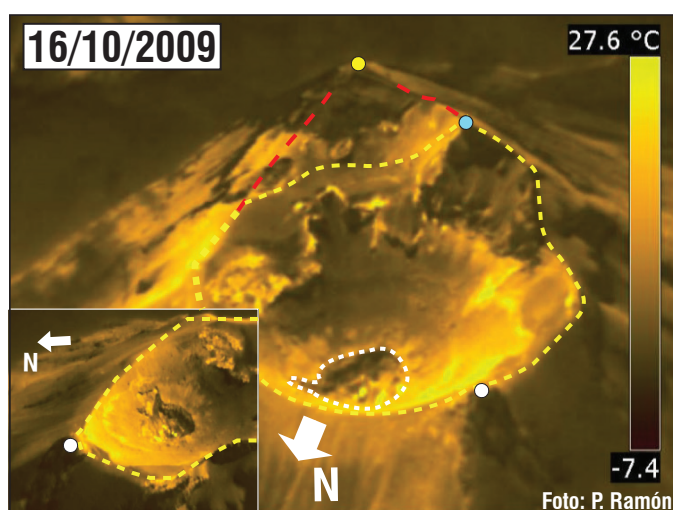


Figura 4. 12. Imagen aérea térmica del 16 de octubre de 2009, tras las Fases II y III de la actividad del Periodo 2 (Foto: IG-EPN). Muestra un cráter interno (cráter interno dos) con un borde irregular, producto de los colapsos internos.

Después de la Fase IV del Periodo 2 se produjo un periodo de inactividad del que se tiene las imágenes de la Figura 4.13. En estas se evidencian cambios morfológicos en el cráter. Posiblemente, asociados al cambio en el comportamiento volcánico del Tungurahua registrado en el informe del IG-EPN (2010a). Al interior del cráter se observó un importante crecimiento del relleno volcánico, que a su vez ha dado lugar a la formación de una terraza volcánica. Esta terraza se ha formado en torno al cráter interno, entre la base de la pared interna suroriental del cráter y su fondo. También, es evidente que la escotadura que caracterizaba al borde noroccidental va perdiendo su expresión morfológica. Es decir, va desapareciendo a causa de la acumulación del material volcánico en el borde del cráter. Respecto al cráter interno, este se encuentra a varios metros del borde noroccidental del cráter externo, y se muestra circular, más grande, en forma de cono invertido con un fondo en terminación cóncava. Además, en la parte media - alta de la pared oriental del cráter externo se observan pequeñas irregularidades, las cuales corresponderían a cráteres freáticos. Sin embargo, no se descarta que sean cráteres freatomagmáticos.

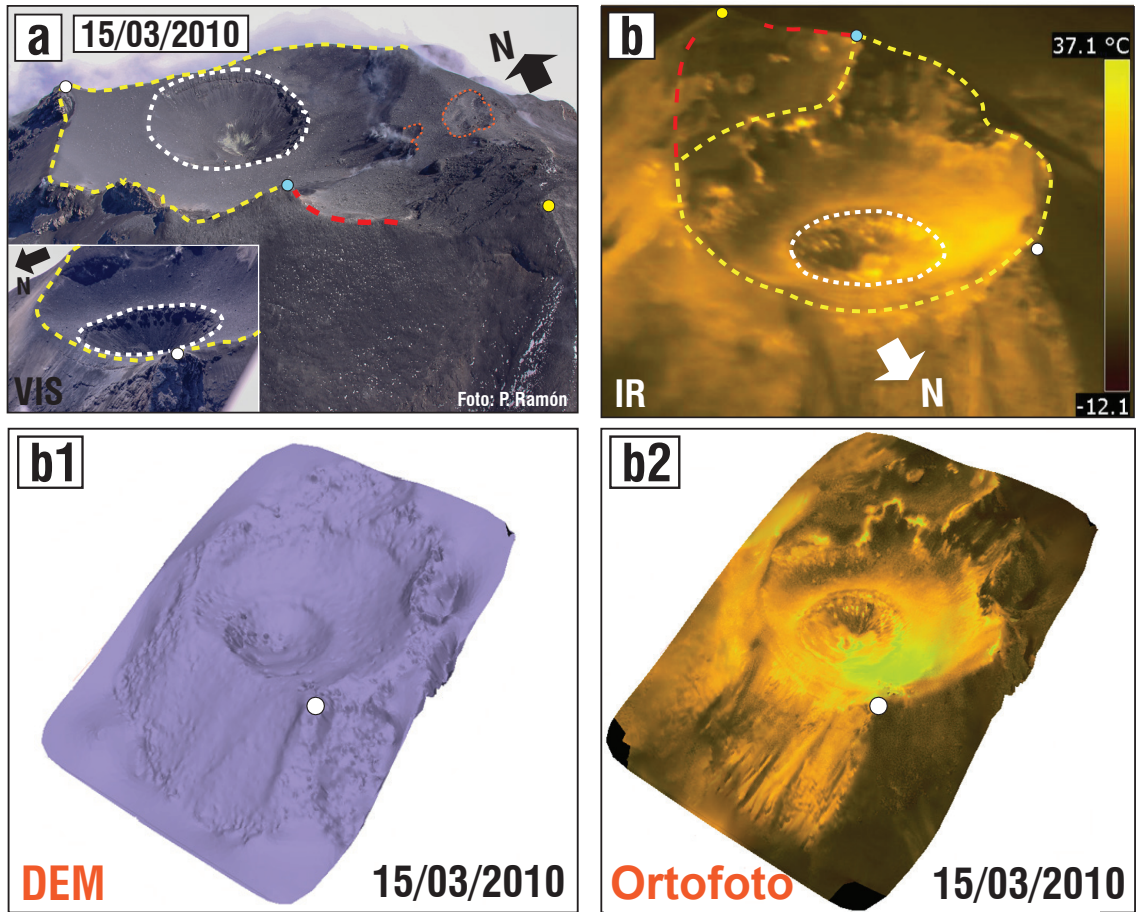


Figura 4. 13. Imágenes aéreas oblicuas del 15 de marzo de 2010, (a) visual (izquierda) y (b) térmica (derecha), tras terminar la Fase IV (Fotos: IG-EPN). Muestran la creación de una terraza volcánica, la desaparición de la escotadura y un cráter interno más amplio. (b1) y (b2) MDE y ortofoto fotogramétricos generados a partir de las imágenes térmicas de esta fecha.

Luego de la Fase V del Periodo 2 se produjo un periodo de inactividad del que se obtuvo la Figura 4.14. En esta se observa la depositación de nuevo material. Y un ensanchamiento del cráter interno (líneas entrecortadas blancas), el cual ha tomado una forma sub-elipsoidal. En la imagen térmica, además se observa en su interior la aparición de un cráter más pequeño. Por otra parte, en relación con la fecha anterior, es evidente que la forma en escotadura del borde noroccidental del cráter externo, en consecuencia, al progresivo crecimiento interno del cráter se ha ido perdiendo bajo el nuevo relleno.

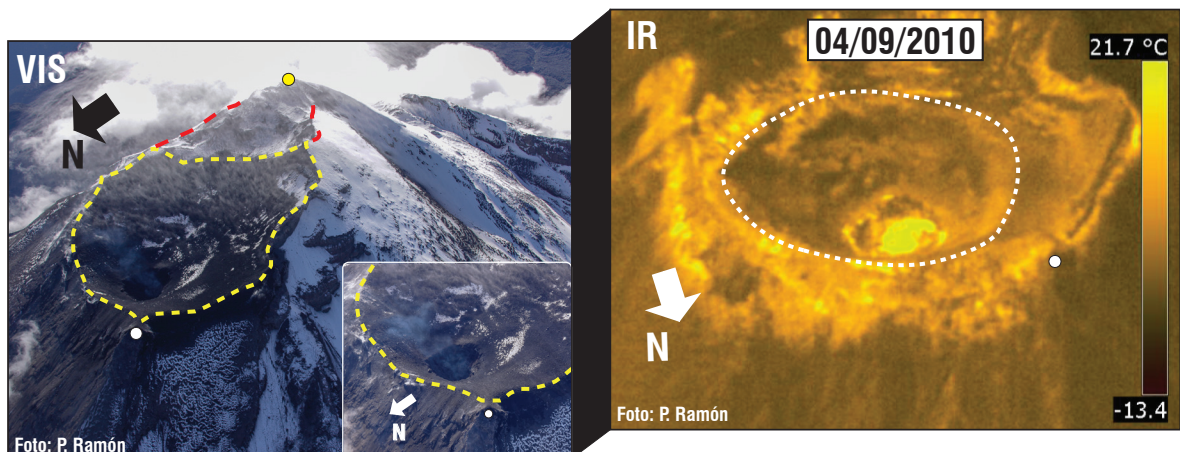


Figura 4. 14. Imágenes aéreas oblicuas del 04 de septiembre de 2010, tras terminar la Fase V (Fotos: IG-EPN). Muestran un crecimiento del relleno volcánico y la aparición de un pequeño cráter dentro del cráter interno.

Después de casi cinco meses y medio de la imagen anterior. Tras terminar la Fase VI se produjo un periodo de inactividad del que se tiene la Figura 4.15. En esta se observa que a causa de la actividad explosiva de alta energía y efusiva de la Fase VI se ha producido una depositación significativa de nuevo material piroclástico (tamaño de ceniza a bloque), lo cual ha suavizado su topografía interna. Favoreciendo a su vez en torno al cráter interno el desarrollo y alzamiento de la terraza volcánica, la cual se muestra a una altura mayor respecto al borde noroccidental del cráter externo. Asimismo, si se toma como punto de referencia el pico noroccidental (punto blanco) se nota mejor el incremento del relleno en la terraza volcánica, principalmente en los sectores norte y oeste del cráter.

En comparación a la fecha anterior, el cráter interno presenta una geometría circular bien definida, y por fuera, rodeándole se aprecia un semi-cono piroclástico. Este semi-cono fue reportado por primera vez por el IG-EPN (2011a), como un cono piroclástico post-diciembre de 2010. La formación de un cono piroclástico en el cráter del Tungurahua no es un evento inusual, ya que se los puede encontrar como características subordinadas en estratovolcanes (Global Volcanism Program, s.f). Así, por ejemplo, se han observado conos piroclásticos en los cráteres de los volcanes Popocatépetl en México, Villarrica en Chile y Etna en Italia. Generalmente, un cono piroclástico consiste en una acumulación de material fragmentado cerca del viento durante erupciones explosivas. Formado por estilos de erupción estromboliano normal, hasta un estilo más energético del tipo estromboliano violento y a menudo van acompañados de la extrusión de lava (Kereszturi y Németh, 2013; Sigurdsson et al., 2015). Por lo tanto, lo más probable es que la formación del semi-cono piroclástico en el cráter del Tungurahua se haya producido durante la alta actividad explosiva y efusiva de la Fase VI. Asociado a la actividad estromboliana y a la extrusión del flujo de lava de diciembre de 2010. Aquí, consideramos que el inicio de la formación del semi-cono piroclástico se produjo en diciembre, aunque no se descarta que se haya iniciado antes.

Adicionalmente, en la Figura 4.15 también se observa una depositación de material en la zona sur-oriental del cráter (en la parte alta) y la desaparición de la escotadura que ha caracterizado al borde noroccidental en estos años. Esto a causa de la acumulación de material volcánico en esta zona, por lo que la escotadura estaría oculta debajo de los depósitos de erupción. De ahí que, se vea que el borde del cráter interno coincida parcialmente con el margen noroccidental de la terraza volcánica.

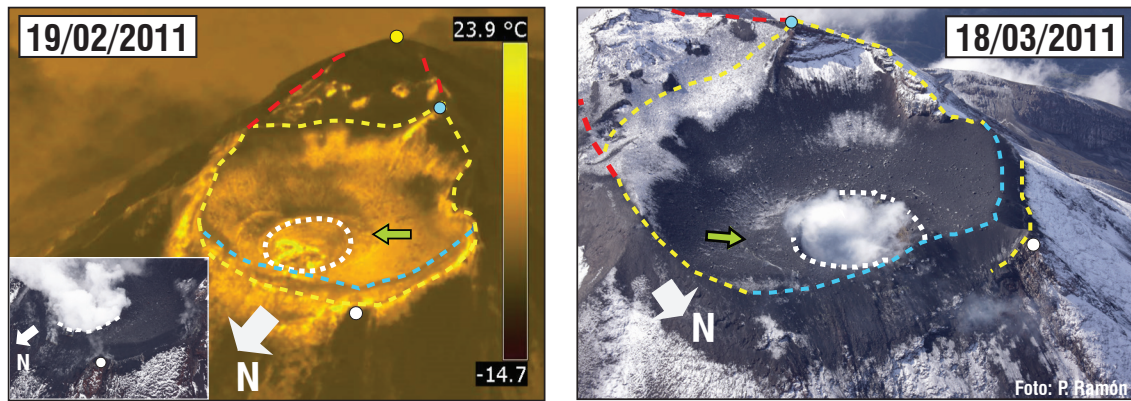


Figura 4. 15. Imágenes aéreas oblicuas del 19 de febrero y del 18 de marzo de 2011 (Fotos: IG-EPN). Muestran un significativo incremento del relleno interno y la aparición de un semi-cono piroclástico, como resultado de la actividad efusiva y explosiva con evento vulcanianos de la Fase VI. Semi-cono piroclástico (flecha verde) y margen de la terraza volcánica (línea entrecortada celeste).

Al concluir el Periodo 2 con la Fase VII, el Tungurahua volvió a entrar en un periodo de relativa calma, de este periodo se tiene la Figura 4.16. En esta imagen se observa un cráter similar al de la Figura 4.15, en el que aparentemente no se observan cambios importantes en su morfología. Sin embargo, en el cráter interno podemos apreciar el colapso de sus paredes internas y una ligera erosión del borde noroccidental.

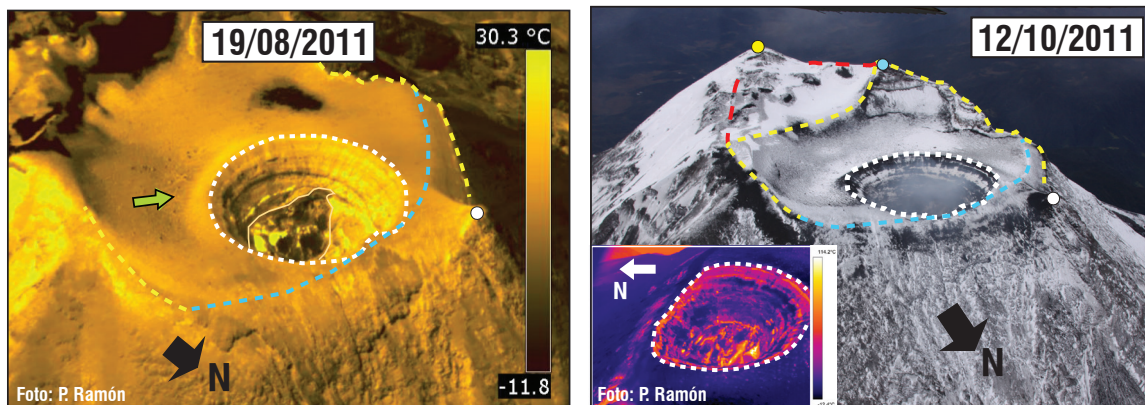


Figura 4. 16. Imágenes aéreas oblicuas del 19 de agosto y 12 de octubre de 2011, tras haber finalizado el Periodo 2 de la actividad volcánica Post-2007 (Fotos: IG-EPN). En la imagen térmica (izquierda) se observan colapsos internos (línea color piel).

4.1.3.3 Periodo 3 (noviembre 2011 – septiembre 2012)

Luego de la actividad volcánica de noviembre de 2011 a mayo de 2012 y tras el evento vulcaniano (VEI 1) de febrero de 2012 se obtuvo la Figura 4.17a. En esta se observa que la configuración general del cráter aún se mantiene. No obstante, se observa un aumento en el relleno de la terraza volcánica.

Por otra parte, tras terminar la actividad volcánica (junio -septiembre de 2012) del Periodo 3, en la cual se registró un evento eruptivo y explosiones vulcanianas, la actividad empezó a decrecer hasta que el Tungurahua entró en un nuevo periodo de inactividad, del que se tienen las Figuras 4.17b, 4.17b1 y 4.17b2. Estas muestran la depositación y acumulación de nuevo material en la zona sur-oriental, y en torno al cráter interno. Por lo que, se observa un crecimiento interno y un aumento de la altura tanto en la terraza volcánica como en el semi-cono piroclástico. En cuanto al cráter interno, este posee una forma semi-circular, y muestra una erosión en su borde, lo cual ha dado lugar al inicio de la formación de una nueva escotadura en el margen noroccidental del cráter interno. Por otra parte, además se observa en su interior varios desprendimientos, asociados a colapsos internos.

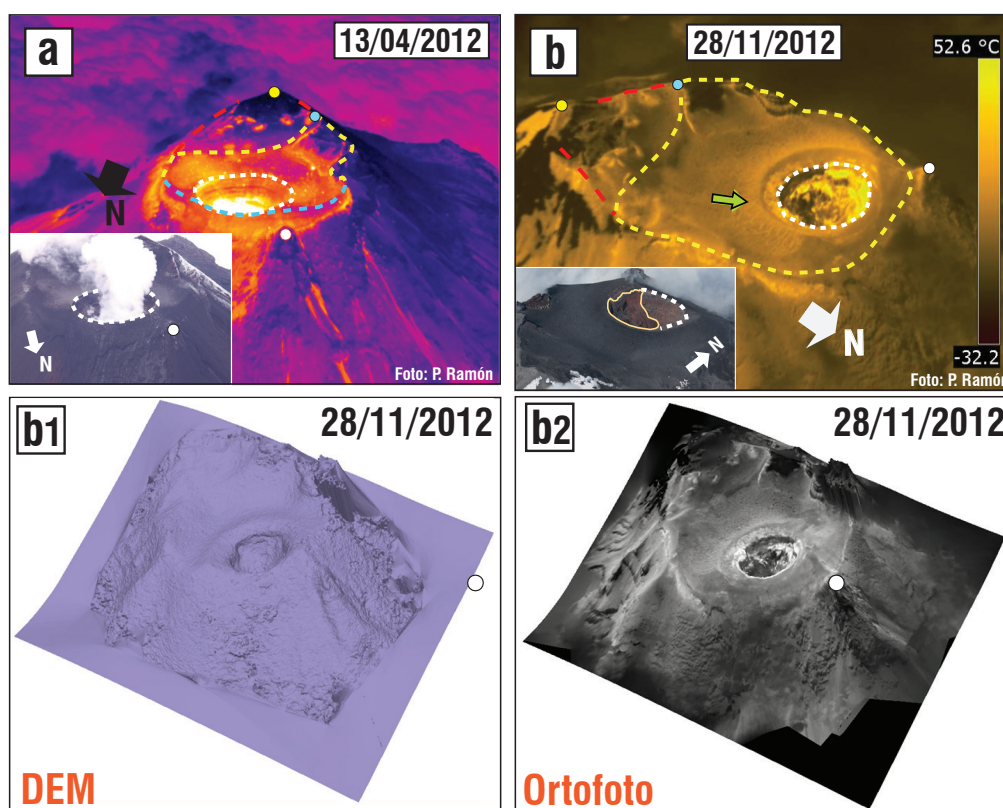


Figura 4. 17. Imágenes aéreas oblicuas del 2012, **(a)** visual (izquierda) tras el evento vulcaniano de febrero de 2012 y **(b)** térmica (derecha) obtenidas tras finalizar el Periodo 3 (Fotos: IG-EPN). Muestran un crecimiento del relleno volcánico y semi-cono piroclástico, así como la erosión del borde noroeste del cráter interno. **(b1)** y **(b2)** MDE y ortofoto fotogramétricos generados a partir de las imágenes térmicas del 28/11/2012.

4.1.3.4 Periodo 4 (diciembre 2012 – octubre 2014)

Tras el evento vulcaniano del 16 de diciembre de 2012 y la actividad volcánica de la Fase VIII se observa la Figura 4.18a. En esta se observa un incremento en el relleno de la terraza volcánica, con un cráter interno de mayor tamaño que en la Figura 4.17b, el cual muestra una forma en planta sub-circular y una estructura asimétrica. Definida por un

borde suroriental más alto y un borde noroccidental más bajo, en forma de escotadura. La formación de una nueva escotadura en el margen noroccidental y el aumento del diámetro del cráter interno fue causada posiblemente por la erosión y ocurrencia de colapsos internos, generados por la erupción vulcaniana de diciembre de 2012. Por otra parte, al haberse erosionado el borde noroeste del cráter interno, este se encuentra a una altura más próxima al borde del cráter externo.

Luego de la actividad volcánica de la Fase IX a la Fase XI y la ocurrencia del evento vulcaniano del 14 de julio de 2013 se produjo un periodo de inactividad del que se tiene la imagen de la Figura 4.18b. En esta se observa una configuración morfológica del cráter bastante similar a lo anterior, aunque se observa un mayor tamaño y una forma más elongada en el cráter interno, producto de una erosión. Por otra parte, no se descarta que durante este tiempo se haya depositado nuevo material en el cráter.

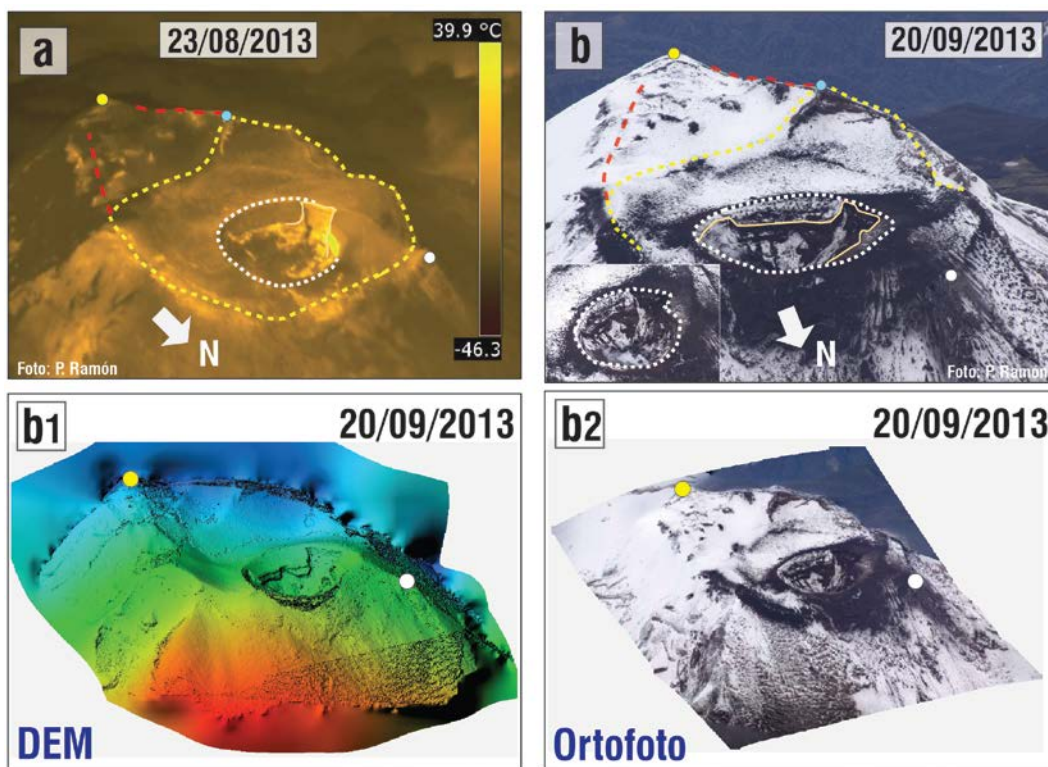


Figura 4. 18. Imágenes aéreas oblicuas del 2013, **(a)** térmica (izquierda) del 23 de agosto tras la erupción vulcaniana del 16 de diciembre de 2012 y **(b)** visual (derecha) del 20 de septiembre, tras la erupción vulcaniana de julio de 2013 (Fotos: IG-EPN). Muestran un aumento del relleno de la terraza y un cráter interno con un borde NO en escotadura. **(b1)** y **(b2)** MDE y ortofoto fotogramétricos generados a partir de las imágenes visuales del 20/09/2013.

Tras la actividad volcánica de la Fase XII a la Fase XIV del Periodo 4 y las erupciones altamente energéticas del 18 de octubre de 2013 y vulcanianas de febrero y abril de 2014 se tuvo un periodo de inactividad del que se obtuvo la Figura 4.19. En esta se observa una significativa depositación y acumulación de material volcánico en la zona sur-oriental

y en torno al cráter interno, por lo que el material extruido suavizó la pendiente y cubrió grandes partes del cráter, alzando considerablemente su topografía. Principalmente, este incremento de material se concentró en el cráter externo, favoreciendo el crecimiento de la terraza volcánica y del semi-cono piroclástico. Por otra parte, en el semi-cono se observa un crecimiento asimétrico del relleno con una elongación hacia el SSO, asociado posiblemente a la influencia del viento en la dispersión, depositación y acumulación del material. Respecto al cráter interno, este muestra una forma sub-ovalada y una disminución en su tamaño, como resultado de la acumulación de nuevo material en su interior, lo cual a su vez podría estar obstruyendo parcialmente el conducto volcánico. Por otro lado, también se observa un fondo más en superficie con un viento elevado y a menor profundidad, con una menor diferencia de altura entre el fondo volcánico y el borde más bajo del cráter interno.

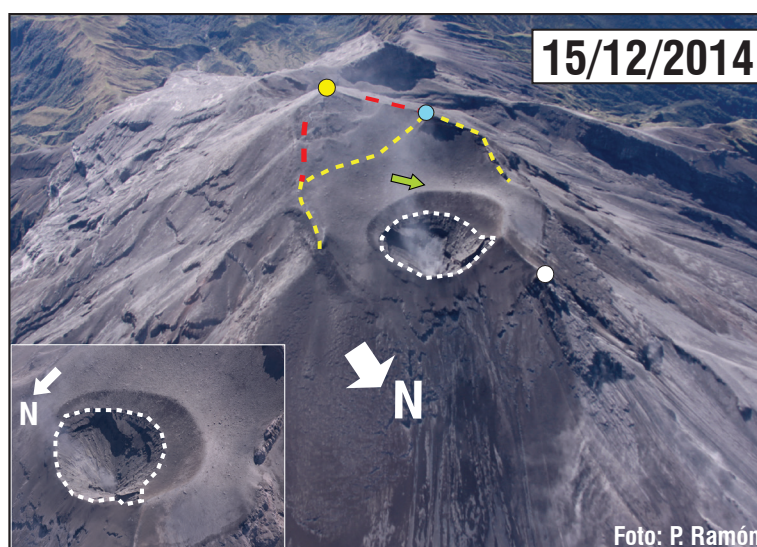


Figura 4. 19. Imagen aérea visual del 15 de diciembre de 2014, tras las erupciones vulcanianas de febrero y abril de 2014 del Periodo 4. Muestra un significativo incremento del relleno interno y del semi-cono piroclástico, y un fondo volcánico a un nivel más superficial respecto al margen noroccidental del cráter (Foto: IG-EPN).

4.1.3.5 Periodo 5 (abril 2015 –marzo 2016)

Después de la actividad volcánica de la Fase XV a la Fase XVII del Periodo 5 se tiene la Figura 4.20. En esta se observa los efectos morfológicos producidos por los procesos erosivos en el cráter interno y borde. De ahí que, el cráter interno incrementara su tamaño, adquiriendo una forma trapezoidal (de frente) y que la forma en escotadura del borde noroccidental se acentuara, situándolo cada vez más cerca del borde del cráter externo. Por lo tanto, se cree que posiblemente a causa de la actividad volcánica se erosionaron el semi-cono piroclástico y parte del relleno de la terraza volcánica observados en la Figura 4.19, cuyo material posiblemente colapsó al interior del cráter, depositándose en el fondo, o siendo evacuado de su interior y expulsado con las emisiones.

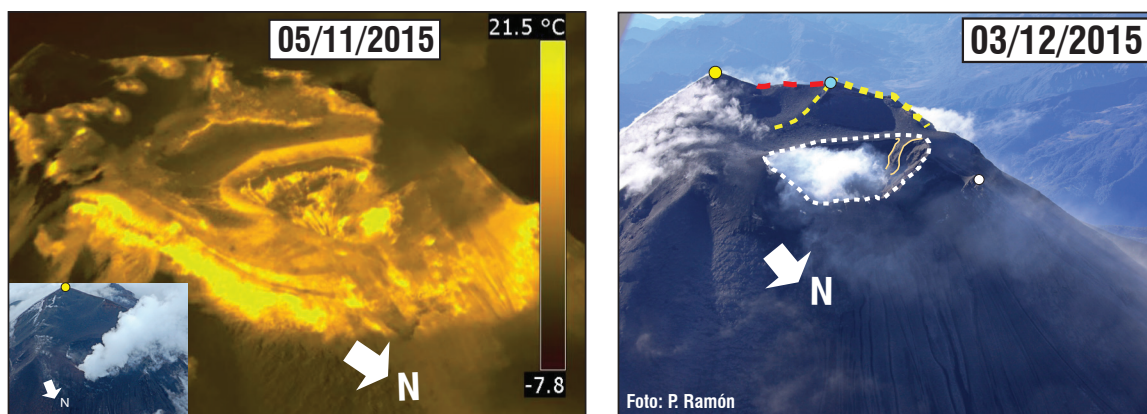


Figura 4. 20. Imágenes aéreas oblicuas del 2015, térmica del 5 de noviembre (izquierda) y visual del 3 de diciembre (derecha), tras las Fases del XV al XVII del Periodo 5. Muestran los efectos de la erosión y colapsos internos en la topografía del cráter interno (Fotos: IG-EPN).

Tras finalizar la actividad del Periodo 5, concluyendo el periodo de actividad post-2007 no se registraron más fases de actividad volcánica para el ciclo eruptivo de larga duración 1999-2016. Por lo que, el volcán Tungurahua entró en un periodo de inactividad, el cual permanece hasta el presente y del que se tienen las imágenes aéreas de la Figura 4.21. En comparación a la fecha anterior, en estas imágenes se muestra un cráter interno circular y más amplio a causa de la erosión de su estructura interna. Además, se observa una topografía suave y alzada por el crecimiento interno del relleno volcánico en la zona sur-oriental y en torno al cráter interno (terracea volcánica). También en el cráter interno se puede observar la aparición de un pequeño cráter en torno al viento, que Bernard et al. (2018) identificó calculando sus dimensiones en 70 x 80 m. Respecto al fondo volcánico y el viento, estos se muestran a un nivel más somero. Por otra parte, en la Figura 4.21 tras terminar el ciclo eruptivo se observó una serie de deslizamientos de material volcánico en el fondo del cráter interno que se habrían generado por la acción de factores exógenos como la gravedad, viento y posiblemente el agua.

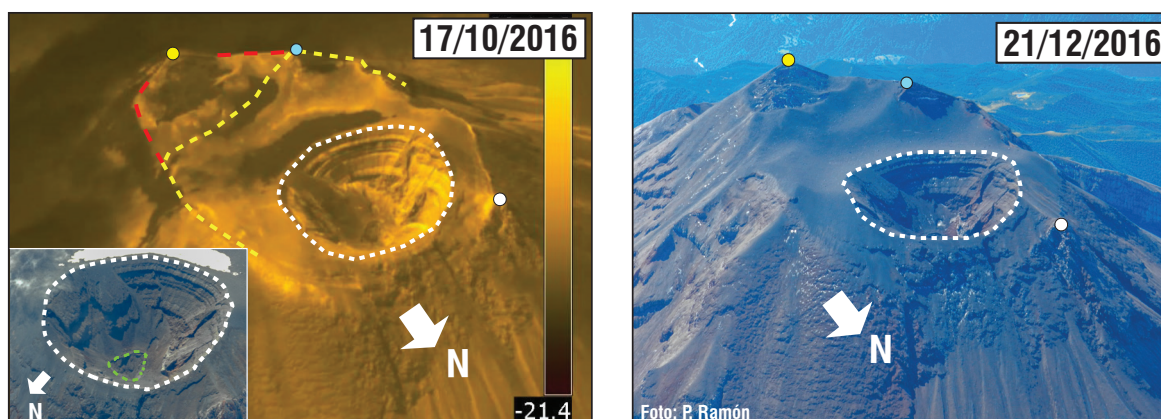


Figura 4. 21. Imágenes aéreas del 2016, visual del 17 de octubre (derecha) y térmica del 21 de diciembre (izquierda) (Fotos: IG-EPN), tras haber finalizado el ciclo eruptivo de larga duración 1999-2016. Muestran la actual morfología del cráter del volcán Tungurahua tras y la aparición de un cráter pequeño (línea entrecortada verde) al interior del cráter externo.

4.2 ANÁLISIS MORFOMÉTRICO

En vista que, para el periodo 1999-2008 no se encontraron modelos de elevación digital (MDEs) disponibles, ni se pudieron construir nuevos MDEs a partir de las imágenes aéreas oblicuas (VIS o IR). El análisis morfométrico del cráter del volcán Tungurahua, complementario al análisis cualitativo, se efectuó para cuatro fechas del periodo 2008-2018. Por lo que se analizó únicamente cuatro MDEs (ver Capítulo 3, Sección 3.2.2): tres de fuentes externas del año 2008 (Proyecto BID, 5 m), 2012 (Proyecto SIGTierras, 3 m) y 2018 (Bernard B., 0.053 m), y uno del año 2009 de una resolución de 0.15 m/px, creado en este trabajo por fotogrametría (ver Capítulo 3, Sección 3.2.2.1).

En base a estos MDEs y sus productos se delimitó manualmente el cráter y sus elementos morfológicos (cráter externo, semi-cono piroclástico y cráter interno) en ArcGis 10.5, a fin de calcular los parámetros morfométricos sugeridos por Grosse et al. (2012), en términos de tamaño y forma. Por lo que, en esta sección se muestra la estimación de la variación del diámetro, la altura y el volumen del cráter, así como otros parámetros no dimensionales (relaciones e índices morfométricos), calculados únicamente para el cráter interno. También, incluye los resultados, alcance, y limitaciones del procesamiento fotogramétrico de imágenes aéreas oblicuas realizado en este trabajo.

4.2.1 FOTOGRAMETRÍA AÉREA OBLICUA

La fotogrametría aérea oblicua se efectuó en función al conjunto de imágenes aéreas oblicuas (VIS e IR) disponibles para fechas con suficiente cobertura fotográfica. En este trabajo, como se muestra en la Tabla 4.1 se obtuvieron tres MDEs fotogramétricos y tres ortofotos con una alta resolución espacial, una alta precisión horizontal y una baja presión vertical.

Tabla 4. 1

Instrumentos utilizados en la fotogrametría aérea oblicua y productos obtenidos

Fecha	Fotogrametría aérea oblicua				MDEs y Ortofotos fotogramétricos		
	Imágenes aéreas		Puntos de control	MDE de Referencia	Res*	RMSE (m)	
	Número	Resolución				H*	V*
28/08/2008	6 (IR)	320 x 240 píxeles	5	MDE del BID (2008)	0.90 m/px	0.37	12.68
16/10/2009	8 (VIS)	~2048 x 1536 píxeles	4	MDE del BID (2008)	0.15 cm/px	2.85	46.10
21/12/2016	25 (IR)	640 x 480 píxeles	9	MDE de Bernard B. (2018, IG-EPN)	1.71 m/px	2.89	13.09

*Res= Resolución. H= Horizontal. V=Vertical.

4.2.1.1 Error cuadrático medio (RMSE) y precisión de los MDEs fotogramétricos

En este trabajo se evaluó la calidad de los MDEs fotogramétricos creados a partir del conjunto de imágenes aéreas oblicuas disponibles. Evaluándose su calidad según los estándares de la National Standard for Spatial Data Accuracy (NSSDA, 1998) y la National Digital Elevation Program (NDEP, 2004). Para estimar el RMSE y la precisión posicional se calculó la diferencia entre el MDE fotogramétrico y el MDE de referencia correspondiente (ver en la Tabla 4.1) para una muestra de 150 puntos de verificación (ver Capítulo 3, Sección 3.2.2.2). En la evaluación de su calidad se compararon los resultados obtenidos con las especificaciones de la NSSDA (1998) y NDEP (2004). Según, estos estándares de calidad para una cartografía con curvas de nivel con una equidistancia de 12 m, los valores aceptables son: un RMSE vertical de 3.7 m y una precisión vertical de ± 7.26 m. Respecto al error horizontal establecen que para un mapa a una escala de 1:6 000 m es aceptable un RMSE horizontal de 3.3 m y una precisión horizontal de ± 5.79 m. Por otra parte, en este trabajo el error posicional estimado para los MDEs fotogramétricos poseen un error adicional que se desconoce, asociado al error del MDE de referencia utilizado. Los resultados del análisis de calidad realizado a los tres MDEs fotogramétricos creados en este trabajo se describen a continuación:

El MDE fotogramétrico del **28 de agosto de 2008** mostrado en la Figura 4.22 posee una alta resolución espacial, un error cuadrático medio vertical ($RMSE_z$) de 12.68 m y una precisión vertical de ± 24.85 m, superior al valor establecido por la NSSDA, lo que señala una baja precisión vertical. Sin embargo, presenta una alta precisión horizontal, con un RMSE horizontal de 0.37 m y una precisión horizontal de ± 0.45 m.

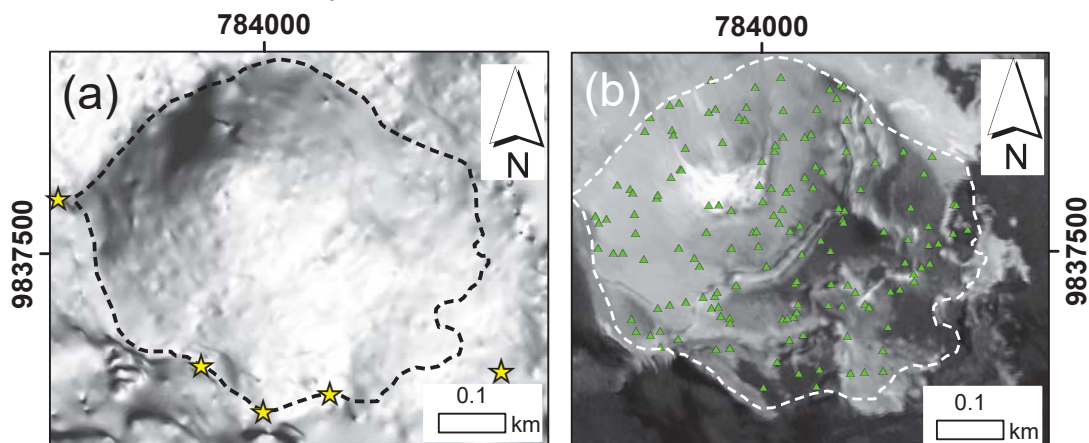


Figura 4. 22. Fotogrametría aérea oblicua de imágenes térmicas del 28 de agosto de 2008. **(a)** MDE y puntos de control utilizados en la fotogrametría. **(b)** Ortofoto con los puntos de verificación extraídos para validar el modelo.

De los tres MDEs creados por fotogrametría, el MDE fotogramétrico del **16 de octubre de 2009** mostrado en la Figura 4.23 es el de mayor resolución espacial. No obstante, su precisión vertical es la más baja de los tres, con un RMSE vertical de 46.10 m y una

precisión vertical de ± 90.35 m. Si embargo, presenta un ajuste horizontal aceptable con un RMSE horizontal de 2.85 m y una precisión horizontal de ± 3.97 m.

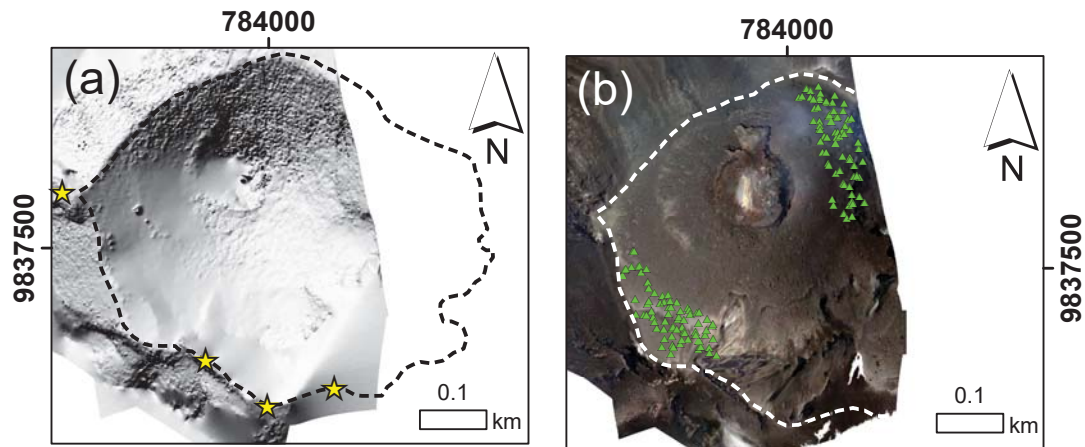


Figura 4. 23. Fotogrametría aérea oblicua de imágenes visuales del 16 de octubre de 2009. (a) MDE y puntos de control utilizados en la fotogrametría. (b) Ortofoto con los puntos de verificación extraídos para validar el modelo.

El MDE fotogramétrico del **21 de diciembre de 2016** mostrado en la Figura 4.24. Por el contrario, a la creación de los MDEs anteriores, para su construcción se utilizaron imágenes aéreas térmicas tomadas con la cámara FLIR SC660, las cuales contenían en sus metadatos, las coordenadas espaciales del momento de la toma de imágenes. Por lo que, se esperaba obtener un modelo de una mejor resolución y precisión. No obstante, a pesar de que su resolución espacial es buena, en comparación a los MDEs anteriores, es menor. Además, posee un RMSE vertical de 13.09 m y una precisión vertical de ± 25.66 m, y un RMSE horizontal de 2.89 m y una precisión horizontal de ± 4.86 m, los cuales, en relación con los valores estándar establecidos por la NSSDA, muestran una baja precisión vertical y una precisión horizontal aceptable.

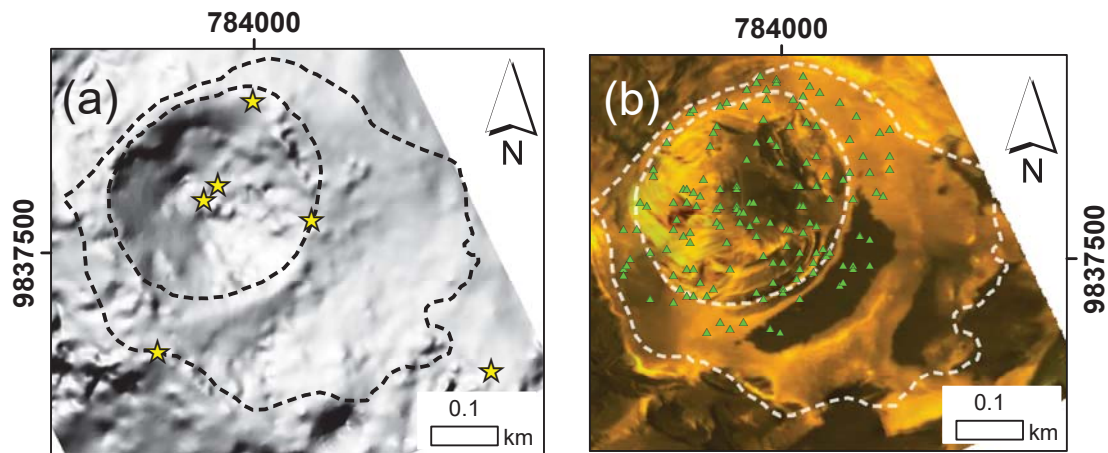


Figura 4. 24. Fotogrametría aérea oblicua de imágenes térmicas del 21 de diciembre de 2016. (a) MDE y puntos de control utilizados en la fotogrametría. (b) Ortofoto con 150 puntos de verificación extraídos para validar el modelo.

4.2.1.2 Análisis visual del error vertical

En los MDEs fotogramétricos construidos en este trabajo, el error vertical revela una baja precisión vertical. Por lo tanto, es importante visualizar y explorar la distribución del error vertical en los MDEs fotogramétricos, y evaluar su afectación en sus subproductos derivados. El error vertical se graficó mediante: histogramas de distribución, perfiles topográficos comparativos y mapas comparativos de la variación de la altura y volumen entre los MDEs de referencia y los MDEs fotogramétricos construidos.

Los histogramas de la distribución del error vertical de los MDEs fotogramétricos se encuentran en la Figura 4.25 y en el Anexo D. El histograma del MDE fotogramétrico del 2008 muestra una distribución del error bastante normal y simétrica. Revelando que el modelo tiende a subestimar y sobreestimar valores en un mismo rango. Por el contrario, el histograma del MDE fotogramétrico del 2009 exhibe una fuerte distribución bimodal, con valores más altos agrupados hacia la izquierda, lo cual muestra una significativa subestimación de los valores. Por otra parte, el MDE fotogramétrico del 2016 presenta, un histograma asimétrico, relativamente sesgado, con una ligera cola hacia la izquierda. Mostrando una clara subestimación de los valores de altura en el modelo fotogramétrico.

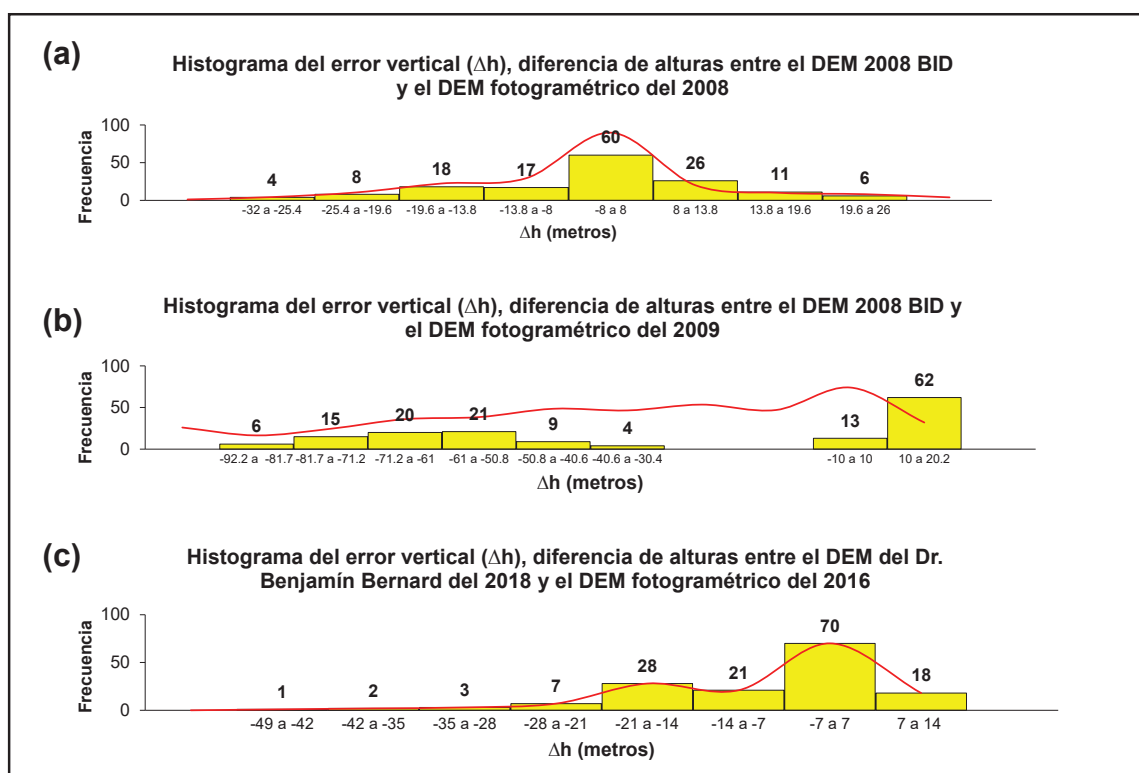


Figura 4. 25. Histogramas de la distribución del error vertical de los MDEs fotogramétricos. (a) Del 28 de agosto de 2008. (b) Del 16 de octubre de 2009. (c) Del 21 de diciembre de 2016.

En los perfiles topográficos NO-SE y NE-SO del cráter de la Figura 4.26 se puede contemplar y comparar de forma gráfica la sobreestimación y subestimación de los MDEs fotogramétricos. Observándose claras diferencias y desfases en los perfiles topográficos de los MDEs fotogramétricos, respecto a los perfiles de los MDEs de referencia. En particular, es evidente la subestimación de la topografía del cráter en los perfiles de los MDEs fotogramétricos del 2009 y 2016 (Figuras 4.26b, 4.26e, 4.26c y 4.26f).

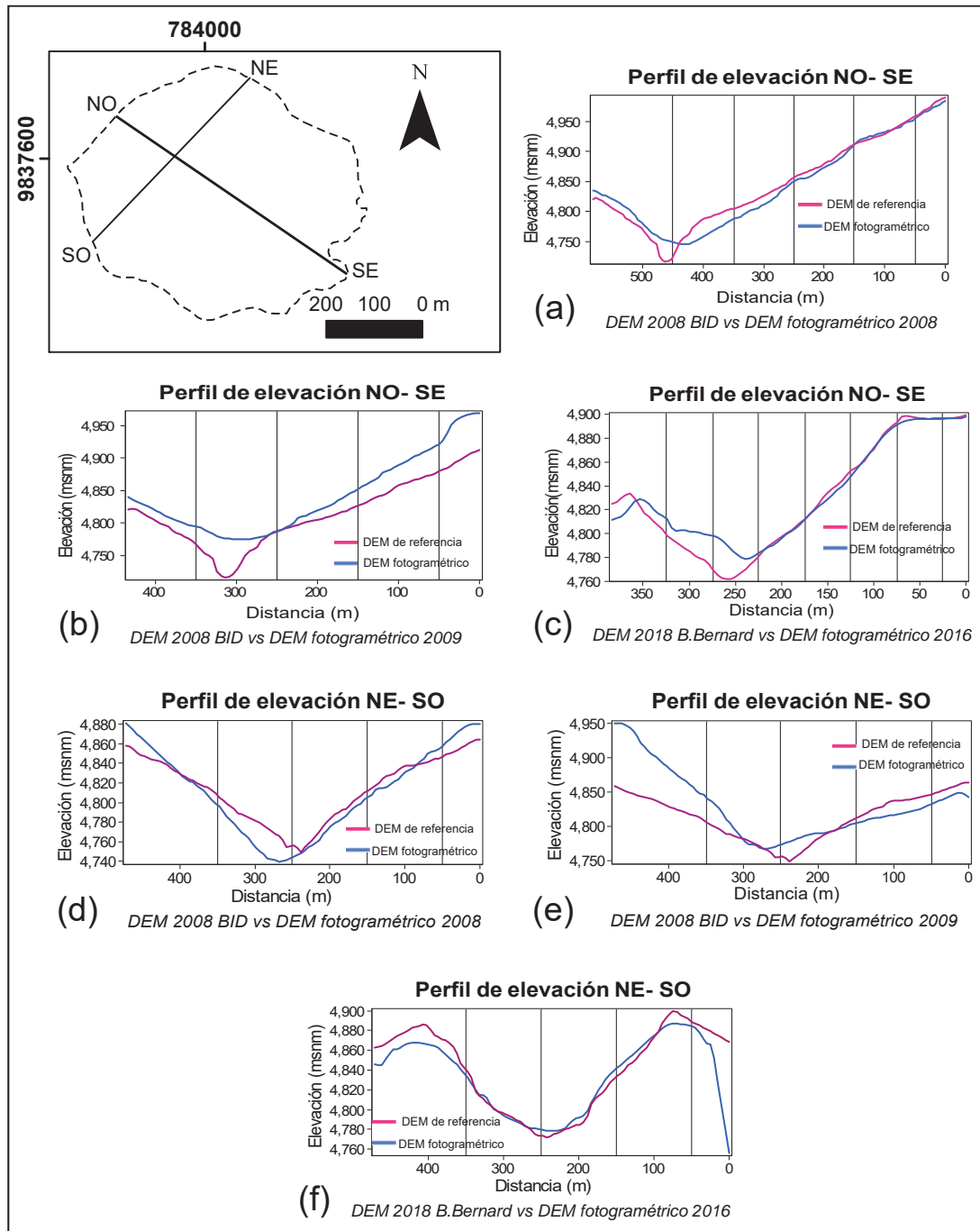


Figura 4. 26. Comparación entre los perfiles topográficos NO-SE y NE-SO del cráter elaborados a partir de los MDEs fotogramétricos y los MDEs de referencia. (a) y (d) Del año 2008. (b) y (e) Del año 2009. (c) y (f) Del año 2016. (2018, IG-EPN).

Por último, se evaluó la afectación del error vertical encontrado en los MDEs fotogramétricos para el cálculo de la variación de altura y volumen del cráter del Tungurahua. Elaborando mapas de la variación de la altura del cráter, entre los MDEs de referencia de 2008 y 2018 (Figuras 4.27a) y los MDEs fotogramétricos de 2008 y 2016 (Figuras 4.27b), y comparando sus resultados. En estas figuras a simple vista es clara la diferencia entre los mapas de variación de altura, aunque se puede hallar cierta correlación espacial, entre el aumento y disminución de la altura en el cráter. Además, en comparación a la Figura 4.27a, en la Figura 4.27b se puede observar en el mapa de variación de altura de los MDEs fotogramétricos en color rojo, áreas cerca del borde norte, este y oeste en que la variación de la altura se ha subestimado y sobreestimado, por fuera del rango considerado como “real”.

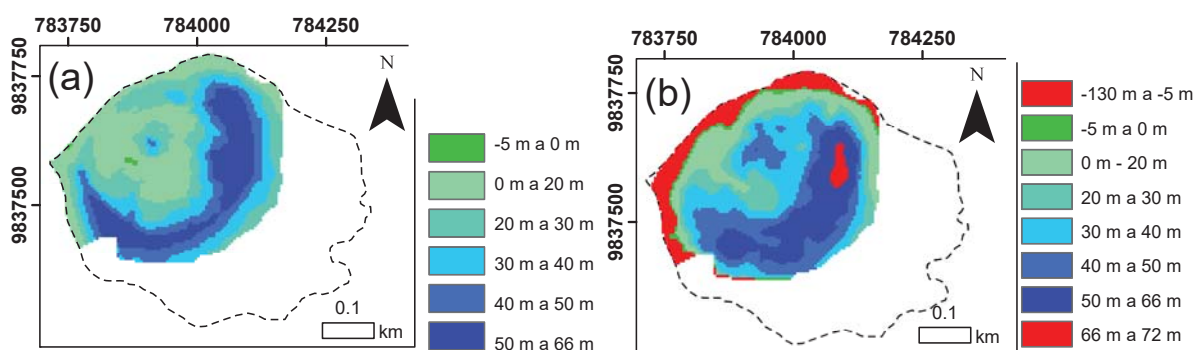


Figura 4. 27. Mapas de la variación de la altura en el cráter del volcán Tungurahua, creados mediante: **(a)** los MDEs del 2008 del proyecto BID y del 2018 de Bernard B. (2018, IG-EPN) y **(b)** los MDEs fotogramétricos del 2008 y 2016, obtenidos en este trabajo.

En referencia a lo anterior se comprueba cuantitativamente en la Tabla 4.2 que la subestimación encontrada en los modelos fotogramétricos del 2008 y 2016, asociada a la baja precisión vertical, puede generar errores importantes en las estimaciones, principalmente en el cálculo de la altura mínima y del volumen erosionado en el cráter (negrillas), con una diferencia de -125.66 m y $2.67 \times 10^5 \text{ m}^3$, respectivamente.

Tabla 4. 2

Variación de la altura y volumen entre los MDEs de referencia y MDEs fotogramétricos

Diferencia entre:	Altura mínima (m)	Altura máxima (m)	Altura media (m)	Volumen depositado (m^3)	Volumen erosionado (m^3)	Volumen neto (m^3)
MDEs de referencia del 2008 (BID) y 2018 (Bernard B. 2018).	-4.07	65.45	30.82	4.10×10^6	-1.13×10^3	4.11×10^6
MDEs fotogramétricos del 2008 y 2016:	-129.73	71.86	28.88	4.23×10^6	-3.87×10^5	3.84×10^6

4.2.1.3 Utilidad y alcance

En este trabajo, como productos de la fotogrametría aérea oblicua se obtuvieron, modelos fotogramétricos (MDEs y ortofotos) del cráter, sin orientación absoluta y con orientación absoluta. Los MDEs y ortofotos sin una orientación absoluta se obtuvieron para las fechas: 15 de marzo de 2010, 28 de noviembre de 2012 y 20 de septiembre de 2013 (ver Capítulo 3, Sección 3.2.2.1), aunque no son apropiados ni fiables para realizar mediciones. Estos fueron utilizados en el análisis cualitativo de la sección 4.1, a fin de mejorar la observación e interpretación de los cambios morfológicos en el cráter.

Por otra parte, los MDEs y ortofotos con orientación absoluta se obtuvieron para los años 2008, 2009 y 2016, de una alta resolución espacial y una alta precisión horizontal. Sin embargo, poseen una baja precisión vertical, cuya afectación en los resultados es significativa. Por lo tanto, estos modelos fotogramétricos no pueden ser empleados en estimaciones tridimensionales. Por ejemplo, en la elaboración de mapas de pendientes y de perfiles topográficos, y en el cálculo de la variación de altura y volumen. No obstante, el tener una alta precisión horizontal, revela que poseen una buena georreferenciación, con sus elementos ubicados en una correcta posición geográfica. Posibilitando que se pueda utilizar estos modelos fotogramétricos en la elaboración de mapas geomorfológicos en planta, así como también en el cálculo de medidas bidimensionales en el cráter, como: área, perímetro, distancia, dirección y azimut de los ejes del diámetro, así como también dimensiones en planta de colapsos internos.

Por lo tanto, en el análisis morfométrico del cráter debido al error vertical encontrado en los modelos fotogramétricos construidos en este trabajo, se utilizaron únicamente el MDE y ortofoto del año 2009 para mediciones en dos dimensiones. Por lo que, no se emplearon los modelos fotogramétricos del 2008 y 2016, utilizándose en su lugar los MDEs equivalentes del 2008 y 2018 de mejor precisión, adquiridos de fuentes externas.

4.2.1.4 Limitaciones

En este trabajo, el error posicional de los MDEs fotogramétricos podría estar relacionado a algunas limitaciones encontradas en el procesamiento fotogramétrico de imágenes aéreas oblicuas, tales como:

CALIDAD Y CANTIDAD DE IMÁGENES AÉREAS: La colección de imágenes áreas disponibles del Tungurahua se capturó a un intervalo de tiempo irregular, y contiene una cantidad limitada de fotografías con diferentes resoluciones espaciales. Dado que, en la toma de imágenes, tanto la calidad y cantidad estuvieron sujetas a las condiciones ambientales (nubes, neblina, lluvia, iluminación solar), el nivel de actividad volcánica, la resolución de la cámara utilizada, la disponibilidad de aeronaves y el tiempo del sobrevuelo.

en Agisoft Photoscan no se alinearon todas las imágenes aéreas. Por lo que se considera importante durante el proceso de captura de imágenes, tener en cuenta la posición y distancia focal de la cámara, así como la altura del sobrevuelo.

PRECISIÓN DE LOS PUNTOS DE CONTROL: En la construcción de los MDEs fotogramétricos se emplearon puntos de control, que se extrajeron de MDEs de referencia. La precisión de los puntos de control al extraerse de un MDE de referencia, heredan cualquier error asociado a este. Por lo que, si no se tiene información sobre la precisión y fuente del MDE de referencia, difícilmente el error asociado a este se podrá conocer.

SELECCIÓN, DENSIDAD Y DISTRIBUCIÓN DE LOS PUNTOS DE CONTROL: En el procesamiento fotogramétrico, al seleccionar y ubicar los puntos de control (marcadores) para el modelo se le añade un error inestimable, ligado al criterio y percepción del investigador. Por otra parte, en cuanto a la densidad y distribución de puntos de control, comúnmente los puntos de control tienen que cubrir toda el área examinada. Sin embargo, en un cráter activo, como en el volcán Tungurahua, la densidad y distribución de los puntos de control estuvieron sujetos a sus cambios morfológicos en el tiempo. Por lo que, la distribución no fue homogénea en toda la superficie.

SUPERPOSICIÓN ENTRE IMÁGENES: Durante el procesamiento fotogramétrico se identificó la importancia de tener un buen recubrimiento del cráter y de que exista un adecuado traslape entre las imágenes aéreas oblicuas, en el caso de *Agisoft Photoscan* suele ser de un 60% (Hernández, 2017). Facilitando así que el programa de forma automática pueda encontrar en todas las imágenes puntos en común y emparejarlos unos con otros.

TOPOGRAFÍA: En caso de un cráter activo, como el volcán Tungurahua. La topografía durante la actividad volcánica puede sufrir cambios morfológicos por lo que la complejidad de la topografía y pendiente a modelar dependió de la dinámica del cráter y sus transformaciones en el tiempo.

4.2.2 MORFOMETRÍA GENERAL DEL CRÁTER

En conformidad con el análisis cualitativo del cráter del volcán Tungurahua para el periodo 2008-2016 (ver Capítulo 3, Sección 3.1.1) es evidente que la configuración morfológica actual del cráter es el resultado de cambios de forma y tamaño, y de etapas de formación, crecimiento y destrucción de estructuras morfológicas en su interior (Figura 4.28). En la Figura 4.28a, tras los eventos eruptivos en el 2006 se muestra la configuración del cráter, compuesta por tres dominios morfológicos: la zona sur-oriental (la parte expuesta del cráter principal), el cráter externo y el cráter interno. Aquí, esta evolución morfológica del cráter se cuantificó en función a parámetros morfométricos específicos, como: perímetro (P_c), área (A_c), altura máxima (H_{max}), altura media (H_{mean}), altura mínima (H_{min}), área de la estructura morfológica respecto al área total del cráter (A_c en porcentaje), pendiente

máxima (Sc_{max}) y pendiente promedio (Sc_{mean}), cuyos valores se muestran en la Tabla 4.3.

Tabla 4. 3

Parámetros morfométricos calculados para las estructuras morfológicas del cráter.

Elemento morfológico	Año	P_c (m)	A_c (m ²)	H_{max}	H_{mean}	H_{min}	Ac (%)	Sc_{max} (°)	Sc_{mean} (°)
Zona sur-oriental (en rosado)	2008	953	31877	4990	4945	4904	14	51°	27°
	2009	953	31877	-	-	-	14	-	-
	2012	953	31877	4986	4946	4909	14	40°	25°
	2018	953	31877	-	-	-	14	-	-
Cráter externo (en amarillo)	2008	2033	186866	4990	4854	4770	83	66°	27°
	2009	2259	180135	4976	4867	4787	80	-	-
	2012	2608	133135	4983	4883	4817	67	53°	21°
	2018	2722	116971	4909	4884	4821	52	45°	16°
Semi-cono piroclástico (en verde)	2012	1124	18819	4874	4865	4853	14	22°	10°
Cráter interno (en gris)	2008	312	7108	4781	4758	4715	3	72°	47°
	2009	538	13840	4846	4792	4763	6	-	-
	2012	735	42020	4873	4824	4747	19	66°	42°
	2018	1000	77004	4908	4837	4761	34	71°	38°

La zona sur-oriental en color rosado se localiza en la zona más alta del cráter, próxima a la cumbre máxima. Esta representa al remanente estructural del cráter principal, cuyo relleno volcánico aumento tras las erupciones del 2006. Durante el periodo 2008-2016, esta zona ocupó un área de 31877 m², el 14% del área total del cráter, y registró ligeras variaciones de altura y pendiente. En el 2008, la altura máxima y mínima era de 4990 m snm y 4904 m snm, respectivamente, y se caracterizó por fuertes pendientes promedio y una pendiente máxima de 51° (Figura 4.28b). Por el contrario, en el 2012 mostró un incremento en su altura media de +2 m, así como la disminución de -11° en la pendiente máxima y de -2° en la pendiente media (Figura 4.28e). Esta variación de altura y pendiente registrada es consistente con el aumento del relleno volcánico observado en esta zona en el 2011 y 2012 (ver Capítulo 3, Sección 3.1.1).

El cráter externo en color amarillo creado a partir de la actividad eruptiva en el 2006. En el periodo 2008-2016 sufrió cambios de área y experimentó la creación de estructuras en su interior, como la formación de un cráter interno, una terraza volcánica y un semi-cono piroclástico. En el 2008, esta zona abarco un área en planta de 186866 m², el 83% del área total del cráter, y presentó una altura media y mínima de 4854 m snm y 4770 m snm, respectivamente, y fuertes pendientes promedio. Además, en este año se registró la aparición de un nuevo cráter en su interior, el cráter interno (Figura 4.28a, 4.28b). En el 2009, a causa de cambios de tamaño en el cráter interno, el área del cráter externo se redujo en un 3%, y la altura media y mínima aumento en +12 m y +17 m, respectivamente (Figura 4.28c). Por otra parte, en el año 2012, mostró un aumento de +30 m y +17 m en

su altura mínima y promedio, respectivamente, acompañada por una disminución de su pendiente promedio en -11° (Figura 4.28e). Estos cambios son coherentes con la formación y desarrollo de la terraza volcánica y del semi-cono piroclástico al interior del cráter externo. Finalmente, en comparación a los años anteriores, del 2016 al presente este ocupa un área de 116971 m^2 , el 52% del área total del cráter (Figura 4.28f). Esta reducción en su área en planta estaría vinculada con la erosión del semi-cono piroclástico en el 2015 y 2016, lo que a su vez hizo que el cráter interno aumentara en tamaño. En comparación a la fecha anterior, también se registró un aumento en su altura, con una altura máxima, media y mínima, de 4908 m snm, de 4884 m snm y de 4821 m snm, respectivamente, con pendientes medias a fuertes promedio. Esto relacionado principalmente al crecimiento del relleno en la terraza volcánica (Figura 4.28g).

El semi-cono piroclástico en color verde formado a finales de 2010 sobre la terraza volcánica del cráter externo (Figura 4.28d). En el 2012, ocupó un área de 18819 m^2 , el 14% del área total del cráter externo. Presento una altura máxima de 21 m y se caracterizó por pendientes medias, con una inclinación promedio de 10° y una inclinación máxima de 22° (Figura 4.29e). En relación con el análisis cualitativo del cráter, antes de la erosión del semi-cono piroclástico en el 2015 y 2016, se observó un incremento sistemático en su altura como resultado de los procesos constructivos generados por la actividad volcánica.

En cuanto al cráter interno en color gris creado a inicios del 2008. En aquel año, ocupaba un área de 7108 m^2 es decir el 3% del área total del cráter y poseía pendientes escarpadas promedio, así como una altura máxima y mínima de 4781 m snm y 4715 m snm, respectivamente. En el 2009, incremento su tamaño en un 3% generado por la erosión volcánica de su estructura, lo cual se ve reflejado en la presencia de pequeños colapsos en sus paredes internas. De los colapsos internos observados, el de mayor tamaño localizado en el borde norte habría dejado una huella en planta de $53 \times 31 \text{ m}$ (Figura 4.28c). Por otra parte, en el 2012 se registró un incremento del 13% en su área, pendientes muy fuertes promedio y un aumento en su altura máxima, media y mínima (Figura 4.28e). Este incremento en la altura y una ligera disminución en la pendiente promedio posiblemente estén relacionados al aumento del relleno volcánico en su interior. Por el contrario, el aumento en su área posiblemente estaría asociado al crecimiento del semi-cono piroclástico. Finalmente, del 2016 al presente, el cráter interno ocupa 77004 m^2 , el 34% del área total del cráter. Por lo tanto, en relación con la fecha anterior, mostró un aumento de 15% en su área. Además, presentó un incremento aproximado de +35 m en su altura máxima, así como un alzamiento de su fondo volcánico en +14 m (Figura 4.28f). Estos cambios estarían relacionados a procesos de depositación, erosión y evacuación del material volcánico producidos por la actividad volcánica del periodo 2012-2016.

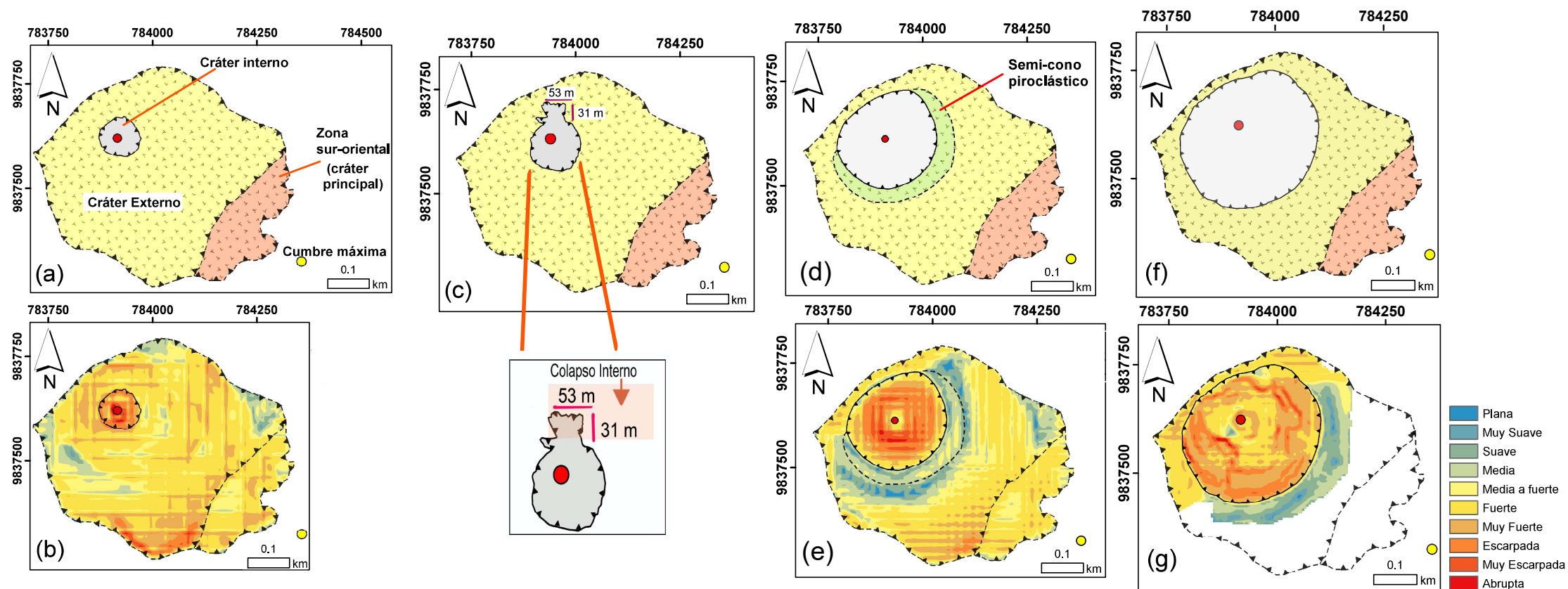


Figura 4. 28. Representaciones 2D del cráter del volcán Tungurahua. **(a)** Mapa cartográfico del 2008. **(b)** Mapa de pendientes del 2008, con inclinaciones entre medias a muy escarpadas. **(c)** Mapa cartográfico del 2009, en el cual se observa un cráter interno con un borde irregular, producto de pequeños colapsos internos. **(d)** Mapa cartográfico del 2012. **(e)** Mapa de pendientes del 2012, con inclinaciones que varían mayormente entre planas a abruptas. **(f)** Mapa cartográfico del 2016 al presente. **(g)** Mapa de pendientes del 2016 al presente con inclinaciones que varían entre suaves a escarpadas.

Círculo amarillo: cumbre máxima. Círculo rojo: posición del viento volcánico.

4.2.2.1 Diámetro y orientación del cráter

El periodo 1999-2016 del volcán Tungurahua inició al interior de un cráter preexistente, denominado cráter principal. Por primera vez, la morfología del cráter principal se observó en las imágenes aéreas oblicuas del 2003. Este cráter tenía un ancho de 536 m y un diámetro con un eje menor de 514 m y un eje mayor de 620 m, orientado en dirección ONO- ESE con un azimut de 100°. En el 2007, luego de las erupciones ocurridas en el 2006 se identificó en el cráter principal la formación de un nuevo cráter, el cráter externo. Este cráter tenía un ancho de 497 m y un diámetro con un eje menor de 492 m y un eje mayor de 581 m, orientado en dirección ENE-OSO con un azimut de 74°.

Finalmente, a mediados de 2008 se observó la creación de un nuevo cráter al interior del cráter externo, el cráter interno. En la etapa inicial, el cráter interno presentó un ancho de 95 m y un diámetro con un eje mayor de 100 m alargado a 92° en dirección E-O. Durante la actividad 2008 – 2016, como se muestra en la Tabla 4.4, a causa de la acción de los procesos destructivos syn-volcánicos en el cráter, varió la forma en planta y el tamaño del cráter interno, observándose en el tiempo un aumento gradual de su ancho y diámetro. En la actualidad, tras terminar la actividad del ciclo eruptivo en el 2016, el cráter interno presenta un ancho de 313 m y un diámetro con un eje mayor de 335 m elongado a 30° en dirección NNE-SSO.

Tabla 4. 4

Diámetro y azimut del cráter interno

Parámetro	Cráter Interno			
	2008	2009	2012	2016- al presente
Ancho	95 m	133 m	231 m	313 m
Dma	100 m*	160 m	244 m*	335 m*
Azimut Dma	92°	12°	37°	30°
Dirección Dma	E-O	NNE-SSO	NE-SO	NNE-SSO
Dme	94 m*	116 m	218 m*	300 m*

Dma= Eje mayor del diámetro. Dme= Eje menor del diámetro. *Parámetros tomados de Bernard et al. (2018).

4.2.2.2 Cráter interno

El cráter interno del volcán Tungurahua desde su aparición en el 2008 ha sufrido algunos cambios de forma, altura y tamaño. Para describir cuantitativamente los cambios de forma que ha experimentado a lo largo del tiempo se calcularon parámetros no dimensionales (índices y relaciones morfométricas), cuyos valores se muestran en la Tabla 4.5.

El cráter interno al tener una estructura asimétrica, con un lado suroriental más alto y un borde noroeste más bajo, tiene una profundidad máxima y mínima. La profundidad máxima se calculó como la diferencia entre el punto más alto de su borde suroriental y la altura mínima en el fondo del cráter. En cambio, la profundidad mínima se estimó como la

diferencia entre el punto más bajo de su borde noroeste y la altura mínima en el fondo del cráter. Vale mencionar que, debido a una diferencia en la delimitación manual del contorno del cráter interno, las profundidades máxima y mínima estimadas en este trabajo difieren en varios metros de los valores calculados por Bernard et al. (2018).

Tabla 4. 5

Ancho, profundidad e índices y relaciones morfométricas del cráter interno

Parámetros morfométricos		2008	2009	2012	2018
Cráter Interno	Ancho del cráter (W_c)	95 m	133 m	231 m	313 m
	Profundidad máxima del cráter (D_{cmax})	67 m	-	126 m	147 m
	Profundidad mínima del cráter (D_{cmin})	51 m	-	82 m	66 m
	Índice de elipticidad; [contorno del cráter] (ei_c)	1.11	1.46	1.12	1.15
	Índice de irregularidad; [contorno del cráter] (ii_c)	1.00	1.19	0.99	0.99
	Profundidad máxima del cráter/ ancho del cráter (D_{cmax}/W_c)	0.699	-	0.545	0.471
	Profundidad mínima del cráter/ ancho del cráter (D_{cmin}/W_c)	0.536	-	0.355	0.211

Respecto a la forma en planta del cráter, esta muestra cierta variación en el índice de elipticidad, con un valor considerablemente más alto para el año 2009, lo cual estaría relacionado a un cráter con una forma más elongada. En base a observaciones de ese año, esta variación estaría asociada a colapsos internos en el cráter. Exceptuando este valor, del 2008 al 2018 se observa una tendencia levemente creciente en los valores, mostrando que el cráter ha mantenido una forma en planta subcircular. Respecto al índice de irregularidad de manera general los valores son bajos, oscilan entre 0.99 y 1.19 lo que señala una forma regular y simple. En el caso del 1.19 para el año 2009 señala una forma un poco más irregular, que estaría de igual forma relacionado a los colapsos internos.

En cuanto a la forma en perfil del cráter, la variación de las relaciones morfométricas en el tiempo, muestran una clara tendencia y correlación. Para determinar el grado de asociación entre estas se estimó el coeficiente de determinación (R^2). En lo que refiere a las relaciones de profundidad máxima del cráter/ ancho del cráter (D_{cmax}/W_c) graficada en la Figura 4.29 y profundidad mínima del cráter/ ancho del cráter (D_{cmin}/W_c) graficada en la Figura 4.30. En estas se observa un decrecimiento de las relaciones en el tiempo, definiendo una relación lineal inversa, con un coeficiente de determinación de 0.89 y 0.87, respectivamente. Además, a través del tiempo se observa que la relación D_{cmax}/W_c es mayor a la relación D_{cmin}/W_c esto debido a la asimetría del cráter, por lo que es congruente que, para un mismo ancho del cráter, desde un inicio sea mayor la relación D_{cmax}/W_c a la relación D_{cmin}/W_c . En la actualidad, esta diferencia es mayor que al principio, ya que la relación D_{cmax}/W_c es mayor en un 45% a la relación D_{cmin}/W_c .

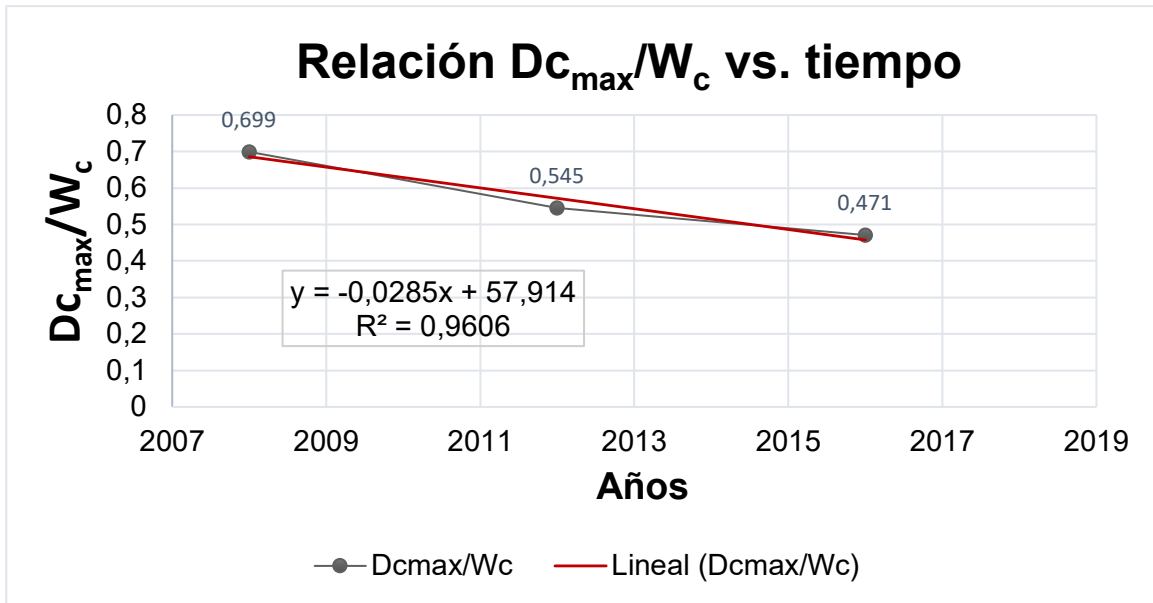


Figura 4. 29. Correlación lineal inversa entre la relación profundidad máxima del cráter/ ancho del cráter ($D_{c_{max}}/W_c$) y el tiempo.

Estas variaciones en las relaciones de la profundidad/ ancho del cráter, $D_{c_{max}}/W_c$ y $D_{c_{min}}/W_c$, podrían estar asociadas a procesos de erosión en el cráter interno, señalando que se ha dado una erosión tanto en el borde más alto como en el borde más bajo del cráter, y que ha sido ligeramente mayor para el borde más bajo. Por otra parte, a su vez pueden estar relacionadas al levantamiento del fondo del cráter a lo largo del tiempo, lo cual también es un factor importante, que podría influir en la profundidad, y consecuentemente en su relación con el ancho del cráter.

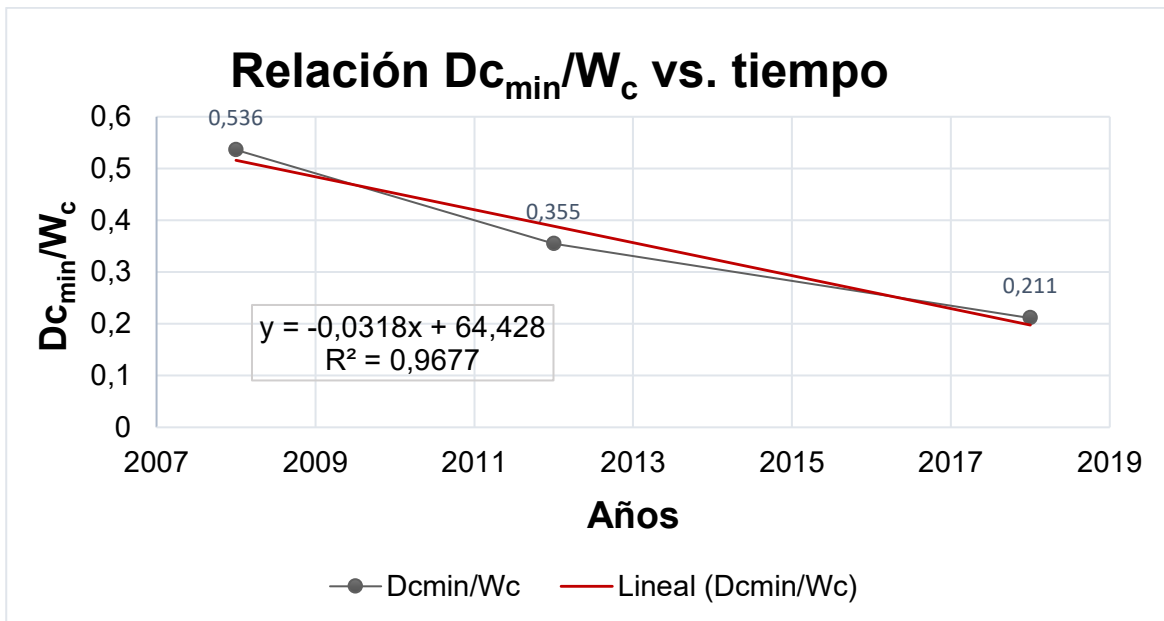


Figura 4. 30. Correlación lineal inversa entre la relación profundidad mínima del cráter/ ancho del cráter ($D_{c_{min}}/W_c$) y el tiempo.

Estableciendo una relación entre los parámetros morfométricos y el análisis cualitativo de la evolución del cráter es clara la participación que ha tenido la actividad volcánica en la variación de la forma del cráter interno a lo largo del tiempo. Por lo que, el decrecimiento de los valores en las relaciones morfométricas $D_{c_{max}}/W_c$ y $D_{c_{min}}/W_c$ evidencian las variaciones que ha sufrido la forma del cráter interno. Relacionadas a cambios en el cráter interno, como: la disminución de su profundidad, la elevación de su fondo por un aumento en el relleno volcánico y la erosión de su borde, tanto en su parte más alta como en su margen más bajo. Por lo tanto, las relaciones morfométricas calculadas en este trabajo reafirman lo observado y son un claro indicador del efecto predominante que los procesos syn-eruptivos han tenido en la evolución morfológica del cráter interno.

4.2.3 SECCIONES TOPOGRÁFICAS DEL CRÁTER

Las secciones topográficas del cráter del periodo 2008-2018 que se encuentran en la Figura 4.31 muestran la topografía del cráter antes y después de la formación de la terraza volcánica y del semi-cono piroclástico. En gran parte, los cambios observados en las secciones habrían ocurrido a causa de la actividad volcánica, por lo que, tras la finalización del ciclo eruptivo en marzo de 2016, no se habrían producido considerables cambios topográficos en el cráter.

De forma general, en las secciones topográficas del cráter se observó un alzamiento topográfico y crecimiento interno del cráter, principalmente al este y al sur del cráter interno (SO, SE, S, SSO). Por lo que, en las secciones de la Figura 4.31a en dirección NE-SO y O-E se observa que parte del material expulsado del viento se depositó, extendiéndose hacia los lados sobre las paredes internas en cantidades aparentemente comparables, creando así una plataforma o terraza volcánica en el cráter. Por otra parte, en las secciones de la Figura 4.31b en dirección NO-SE y N-S se aprecia un perfil asimétrico, típico de la topografía del cráter del volcán Tungurahua, compuesto por un borde más bajo al norte y noroeste y un borde opuesto más alto al sur y sureste. Además, en el borde más bajo se observa una pequeña acumulación de material volcánico, en comparación al borde más alto, en el que se observa una concentración importante de material.

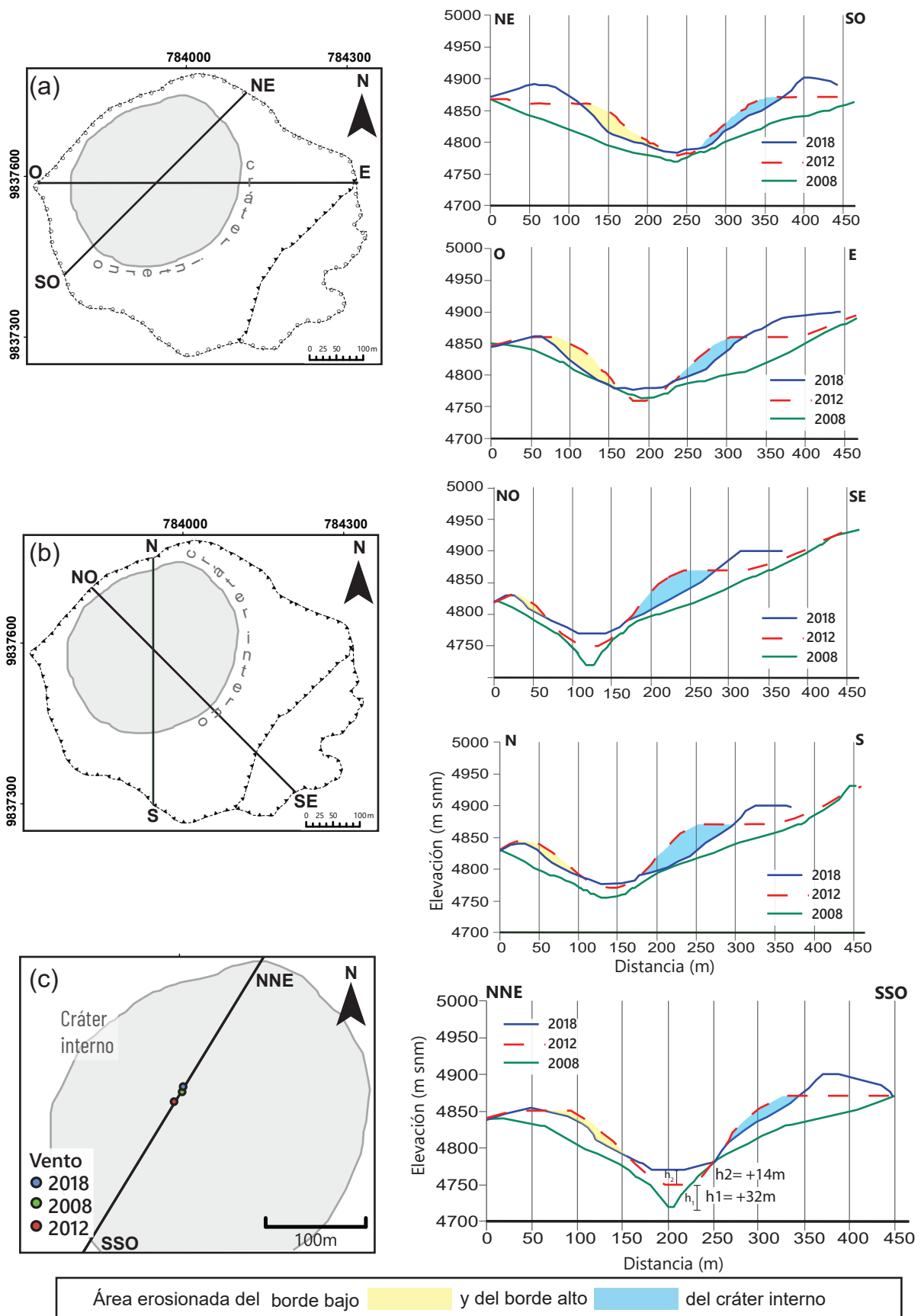


Figura 4. 31. Esquemas conceptuales con las secciones topográficas del cráter para los años 2008, 2012 y 2018, en dirección: **(a)** NE-SO y O-E; **(b)** NO –SE y N-S; y **(c)** NNE. Muestran **(a)** el crecimiento del relleno y la erosión de la terraza volcánica, **(b)** el perfil asimétrico del cráter interno y **(c)** la ampliación del fondo volcánico y la migración de su viento. Discriminación de las zonas erosionadas en las paredes del cráter interno en función del color (amarillo: pared del borde más bajo y celeste: pared del borde más alto).

Adicionalmente, en las secciones topográficas de la figura anterior del periodo 2008 - 2012 se registró un importante crecimiento en el relleno volcánico, especialmente en las zonas NE, E, SE, S y SO, asociadas a la aparición y desarrollo del semi-cono piroclástico. En este periodo las fuerzas syn-volcánicas constructivas predominaron, aunque se puede observar una ligera erosión del fondo del cráter en la sección O-E. Por otra parte, durante el periodo 2012-2016 en las secciones topográficas del cráter, en comparación al anterior periodo se empieza a observar la acción de procesos destructivos syn-volcánicos. Generalmente, una erosión local y focalizada en las paredes del cráter interno. Por lo que, se habría erosionado parte del relleno volcánico acumulado en el cráter en el periodo 2008 - 2012. Este material se habría sustraído del cráter y se habría evacuado a la atmósfera durante las explosiones o habría colapsado en su interior, acumulándose en el fondo. Por lo que, en donde se encontraba el semi-cono piroclástico se observan topografías erosionadas, en las paredes internas sur y surorientales del cráter interno. Esto coincide con la erosión del semi-cono piroclástico en el 2015-2016 observado en el análisis cualitativo (ver Capítulo 4, Sección 4.1.3). Por otra parte, al comparar las secciones topográficas del 2016 y 2012 se observó que, como resultado de los procesos de erosión en el cráter, la posición del nivel de acumulación de material volcánico se ha retraído algunos cientos de metros hacia SE y S, como se puede observar en las secciones en dirección NO-SE y N-S. Haciendo que el cráter interno se ensanche, así como la superficie de su fondo volcánico.

En el periodo 2008-2016, la forma del fondo del cráter sufrió un cambio, pasando de una cavidad profunda y estrecha en forma de embudo a una concavidad amplia y menos profunda como se muestra en la sección NNE-SSO. En cuanto a su ubicación geográfica. Por un lado, Bernard et al. (2018) menciona que el fondo del cráter no ha experimentado un cambio en su ubicación geográfica. Sin embargo, en el informe del IG-EPN (2010a) tras la actividad del 16 de febrero de 2010 se menciona de forma hipotética la migración del viento. En este trabajo, como se puede observar en la sección topográfica NNE-SSO, aparte de notarse un claro levantamiento del fondo del cráter se observa una ligera ampliación de la superficie del fondo, con un viento principal el cual posiblemente migró ~10 m en dirección SSO del 2008 al 2012 y ~13 m en dirección NNE del 2012 al 2016 (Figura 4.32). No obstante, la ubicación geográfica del viento en los diferentes DEMs, no difieren en gran medida en los diferentes años, por lo que el desplazamiento o migración del viento aquí calculada podría caer dentro del error intrínseco de los DEMs.

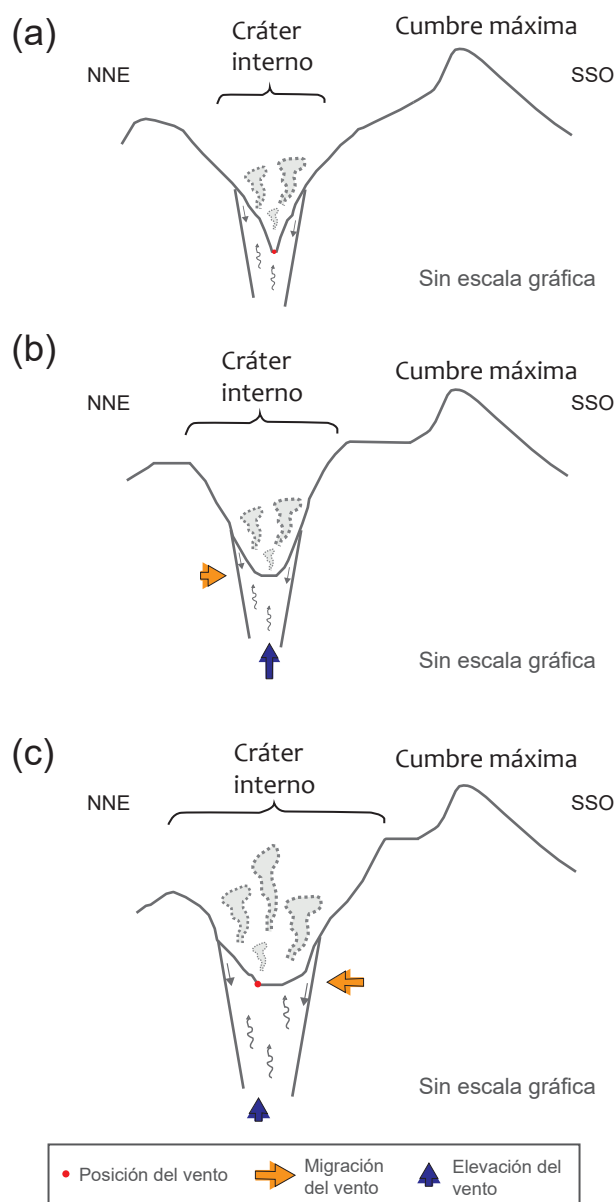


Figura 4. 32. Secciones topográficas NNE- SSO del cráter del volcán Tungurahua. Muestran el levantamiento y ampliación del fondo volcánico, y la probable migración del viento.

(a) En el 2008. (b) En el 2012. (c) En el 2016.

4.2.4 VARIACIÓN DE LA ALTURA Y VOLUMEN

En el cráter del volcán Tungurahua, las variaciones de altura, positivas o negativas, y el aumento o disminución del volumen fueron principalmente producidos por procesos syn-volcánicos de carácter constructivo o destructivo. En el periodo analizado del 2008 al 2016, los procesos constructivos syn-volcánicos fueron los que predominaron. En este sentido nos surge la pregunta ¿Qué variación en altura y volumen supuso la actividad volcánica del 2008 al 2012 y del 2012 al 2016?

En el periodo 2008-2012, los procesos constructivos fueron predominantes, observándose la variación de altura en el cráter en la Figura 4.33. Por un lado, la disminución de la altura y volumen en el cráter se representó en color rojo (R1). Esta región abarca el 9% (21050

m²) del área total del cráter y se localiza de forma dispersa en el borde sureste y suroeste, así como en su fondo. Además, en esta región se registró la sustracción de $0.076 \times 10^6 \text{ m}^3$ del material volcánico, con un decrecimiento en el relleno de hasta -25 m y una disminución de -3.6 m en su espesor medio.

Por otro lado, en la Figura 4.33 el aumento de la altura y el volumen en el cráter se representó en tonos azules. Estas regiones en celeste (R2), en azul claro (R3) y en azul oscuro (R4), ocupan un área de 204750 m^2 , el 91% de la superficie restante del cráter. En esta región en tonos azules se registró una depositación de $3.50 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material volcánico, con un aumento en el espesor de hasta 62 m. De las tres regiones:

- El 60% del área total está cubierta por la región celeste, la cual se encuentra en la terraza volcánica y paredes del cráter. En esta región se obtuvo una depositación de $1.03 \times 10^6 \text{ m}^3$, con un incremento en la altura de hasta 20 m y un aumento de +7.6 m en el espesor medio.
- El 21% del área total está cubierta por la región azul claro, la cual se encuentra en el centro del cráter externo, sobre la terraza volcánica, y cerca y dentro del cráter interno. En esta región se registró la mayor depositación de material volcánico en el periodo 2008-2012, con una acumulación de $1.40 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material volcánico y un aumento en la altura en un promedio de +29.6 m.
- El 10% del área total está cubierta por la región azul oscuro, la cual se encuentra en el espacio donde se creó el semi-cono piroclástico. Pese a que ocupa el 10% de toda la superficie, mostró una acumulación de $1.07 \times 10^6 \text{ m}^3$, comparable al volumen depositado en la región celeste, la región más extensa del cráter. Este aumento sustancial de volumen y altura con un incremento en el espesor medio de +48.2 m, estaría asociado a la creación y desarrollo del semi-cono en el cráter.

Por lo tanto, en el periodo 2008-2012 del material depositado y acumulado en el cráter se habría erosionado una parte del relleno volcánico, conservándose en el cráter un volumen neto de $3.42 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material volcánico.

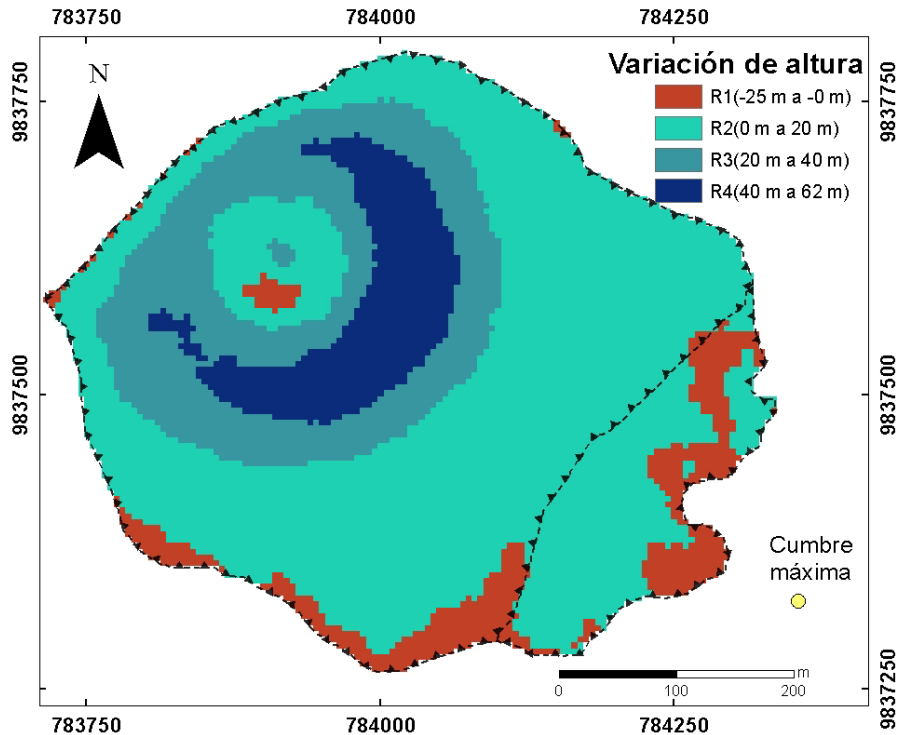


Figura 4. 33. Mapa de variación de altura del cráter del volcán Tungurahua del periodo 2008 - 2012. Discriminación de la variación de la altura en función del color (tonalidades azules: aumento y tonalidades rojas: disminución).

Por otra parte, se puede observar la variación de altura en el cráter durante el periodo 2012-2016 en la Figura 4.34. En esta se observa que para este periodo no se cuenta con la información de una parte del cráter. Esto se debe a que el MDE utilizado del año 2018, no cubre toda el área del cráter. Por lo que, no se pudo determinar la variación de altura y volumen para al menos el 40% de la superficie del cráter. Sin embargo, en base al análisis cualitativo se cree que en esta área sin analizar se habría producido un aumento de altura y volumen, especialmente a finales del 2014.

Por un lado, la disminución de la altura y volumen en el cráter se representó en tonalidades rojas (R1 y R2). Estas regiones en rojo claro y rojo oscuro abarcan el 32% (53875 m²) del área total del cráter externo, en donde se habrían erosionado 0.79 x10⁶ m³ del relleno, un 82% más que lo registrado para el periodo anterior. Por otra parte, de las dos regiones:

- El 28% del área total (37600 m²) está cubierta por la región en rojo claro, la cual se presenta al interior del cráter interno y hacia los bordes noreste y noroeste del cráter. En esta región se registró un volumen de erosión de 0.34 x10⁶ m³ de material volcánico con un descenso en la altura en un promedio de -8.9 m.
- El 4% del área total está cubierta por la región en rojo oscuro, la cual se observa en zonas aisladas de las paredes del cráter interno. En esta se registró una variación de altura mayor que en la región en rojo claro, con una disminución en promedio de -28.13 m, asociada a la erosión y evacuación de un volumen de 0.46x10⁶ m³ de

material volcánico en el cráter. Esto a su vez estaría asociado al proceso de erosión observado en el semi-cono piroclástico y en el cráter interno.

Por otra parte, el aumento de la altura y volumen en el cráter se representó en tonalidades azules (R3 y R4). Estas regiones en azul claro y azul oscuro ocupan el 61% (82575 m²) restante del área total del cráter externo. Estas habrían experimentado un proceso de llenado de 1.62 x10⁶ m³ con un incremento en la altura del relleno de hasta 44 m.

- La región en azul claro localizada en la terraza volcánica y en zonas del borde noroccidental y fondo del cráter, experimentó un incremento en el espesor del relleno volcánico en un promedio de +9.8 m con un aumento del volumen de 0.41 x10⁶ m³. Además, aquí se observa en el borde noroccidental una zona de acumulación con ~ 0.014 x10⁶ m³ de material volcánico.
- La región en color azul oscuro situada principalmente al interior de la terraza volcánica y en menor medida en el fondo del cráter, mostró una acumulación de 1.21 x10⁶ m³ de material volcánico con un aumento en el espesor promedio de +29.5 m, mayor que la registrada en la región anterior.

Por lo tanto, en el periodo 2012- 2016 al eliminar las regiones erosionadas del relleno acumulado en este tiempo se estima que se mantuvo en el cráter un volumen neto de 0.83x10⁶ m³ del material volcánico.

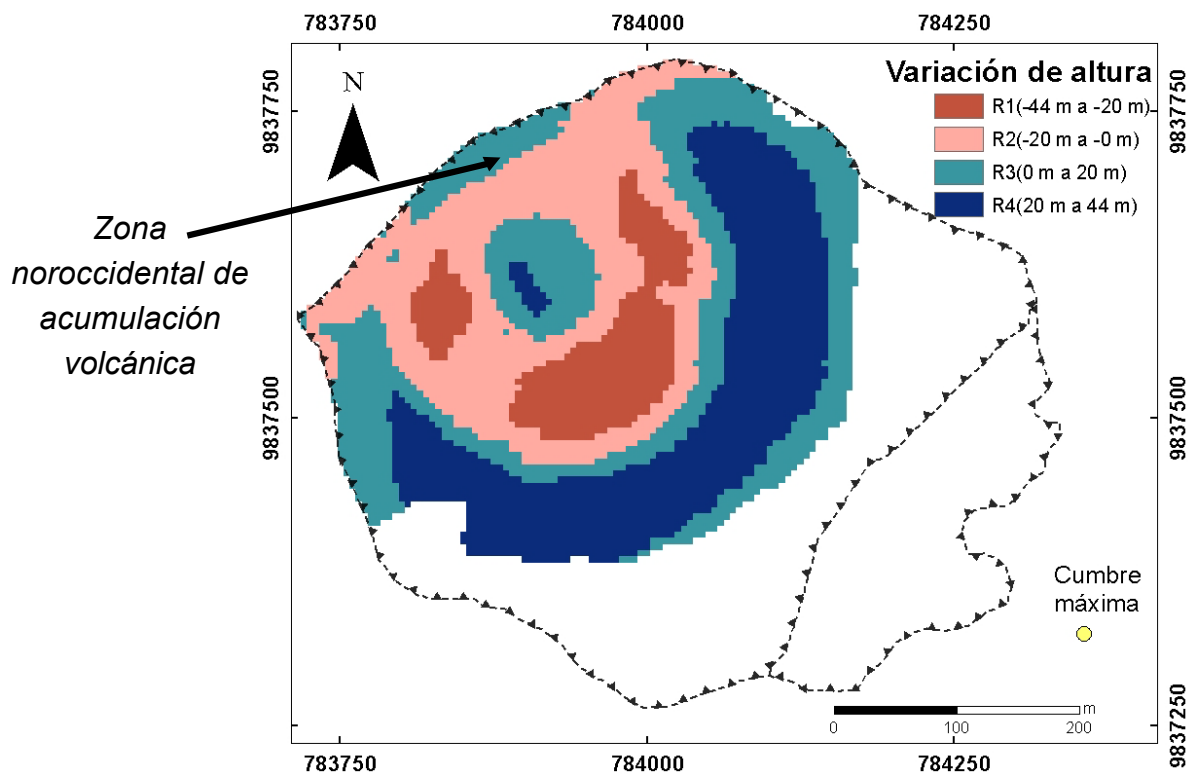


Figura 4. 34. Mapa de variación de altura del cráter del volcán Tungurahua del periodo 2012 – 2016. Discriminación de la variación de la altura en función del color (tonalidades azules: aumento y tonalidades rojas: disminución).

CAPÍTULO V: DISCUSIÓN

Pese a que existen numerosas investigaciones sobre el ciclo eruptivo de larga duración (1999 - 2016) del volcán Tungurahua, varias de ellas enfocadas en el estudio de la historia geológica (Hall et al., 1999; Jaya et al., 2003; Bablon et al., 2018), la petrología (Samaniego et al., 2011; Wright et al., 2012; Myers et al., 2014; Chevrel et al., 2015; Nauret et al., 2018), la dinámica (Steffke et al., 2010; Eychenne et al., 2013; Romero et al., 2017; Battaglia et al., 2019), la desgasificación (Arellano et al., 2008; Carn et al., 2008; Hidalgo et al., 2015), la deformación (Biggs et al., 2010; Fournier et al., 2010; Champenois et al., 2014; Neuberg et al., 2018; Hickey et al., 2020), la sísmica (Molina, 2001; Kumagai et al., 2007; Kim et al., 2014), la acústica (Ruiz et al., 2005; Matoza et al., 2009; Fee et al., 2010; Anderson et al., 2018); y los productos volcánicos (Kelfoun et al., 2009; Eychenne et al., 2012; Vallejo, 2012; Hall et al., 2013; Acuña, 2017; Bernard et al., 2018; Bustillos et al., 2018) del volcán Tungurahua, no existe en la literatura un estudio detallado sobre la evolución geomorfológica del cráter, y su relación con la actividad volcánica. No obstante, se tienen crónicas históricas del cráter, algunas descripciones acerca de los cambios de forma en el cráter en los trabajos de Le Pennec et al. (2008), Ortiz et al. (2018), y en los informes mensuales del IG-EPN para determinados años. También, se tiene el trabajo de Bernard et al. (2018), que estudia ciertos cambios en la morfología del cráter del Tungurahua y cuantifica los del cráter interno, mediante parámetros morfométricos, como área, diámetro, altura y profundidad. Además, en caso de una nueva actividad volcánica, menciona que los cambios en el cráter podrían favorecer el derrame de flujos de lava y CDPs por el flanco noroccidental del edificio.

En este apartado se contrastaron los resultados obtenidos en este trabajo con algunos de los trabajos anteriores y otras investigaciones científicas. Además, este apartado está estructurado en tres partes. En la primera parte se analiza el uso de datos obtenidos por medio de la teledetección en el estudio geomorfológico del cráter Tungurahua, y en la segunda y tercera parte se determina en función a los cambios en la morfología del cráter, los factores de control, su relación con la actividad volcánica y sus potenciales implicaciones en el riesgo volcánico.

5.1 TELEDETECCIÓN EN EL ESTUDIO DEL CRÁTER DEL TUNGURAHUA

Un cráter explosivo activo, como el cráter del volcán Tungurahua, durante un periodo eruptivo, puede sufrir cambios rápidos y frecuentes en su morfología durante la actividad volcánica, que pueden caracterizarse y cuantificarse en el tiempo. Estudiarlo de forma directa es una actividad difícil y peligrosa. Por lo que la teledetección es una herramienta segura para detectar y documentar estos cambios. En este trabajo se han empleado

exitosamente algunos datos obtenidos por teledetección. En el análisis cualitativo del cráter se empleó una imagen ASTER del 2007 con una resolución de 15 m, con la cual se observó cambios morfológicos en el cráter a gran escala, aunque no fue útil en la cuantificación de estos y en la detección de cambios morfológicos a menor escala. Por otra parte, en el análisis cualitativo del cráter se utilizó eficazmente un MDE LIDAR del Proyecto SIGTierras, así como un MDE y una ortofoto de Bernard B. (2018, IG-EPN) construidos por la fotogrametría aérea de un dron. Además, en este trabajo se crearon tres MDEs y ortofotos mediante la fotogrametría de las imágenes aéreas oblicuas (VIS y IR) archivadas en la colección fotográfica del IG-EPN.

Los modelos fotogramétricos construidos mostraron una alta resolución espacial, principalmente los construidos a partir de imágenes aéreas visuales, con una resolución de 0.15 m. Presentaron una precisión horizontal aceptable en relación con la escala de estudio. No obstante, la precisión vertical fue baja, con valores de ± 24.85 m a ± 90.35 m. En general, se encontraron importantes efectos de subestimación y sobrestimación en los modelos, por lo que la precisión vertical fue pobre en comparación con las variaciones de altura y volumen producidas y registradas en el cráter. Por lo tanto, los productos fotogramétricos obtenidos en este trabajo fueron útiles en estimaciones bidimensionales y complementarias para el análisis cualitativo del cráter, dado que su baja precisión vertical impidió utilizarlas en el análisis cuantitativo tridimensional del cráter. En el procesamiento fotogramétrico de las imágenes aéreas oblicuas se encontraron algunas limitaciones, conforme a lo expuesto por Li et al. (2005), relacionadas a: (i) la calidad, cantidad, escala y superposición de las imágenes aéreas oblicuas disponibles en la colección del IG-EPN; (ii) la precisión, selección, densidad y distribución de puntos de control; y (iii) la topografía y cambios morfológicos en el cráter.

A pesar de las limitaciones encontradas, la utilización de imágenes aéreas oblicuas (VIS y IR) existentes, como el principal instrumento de trabajo, permitió extraer información geométrica, semántica y temporal del desarrollo del cráter del volcán Tungurahua, antes, durante y después de los periodos de actividad eruptiva del ciclo 2002 -2016, así como nos permitió: (a) reconstruir la historia morfométrica y morfológica del cráter; (b) documentar las variaciones de forma y tamaño del cráter y de sus elementos morfológicos en el tiempo; (c) relacionar sus cambios morfológicos con la actividad volcánica; (d) crear modelos de elevación digital y ortofotos mediante la fotogrametría; e (e) identificar ciertas características morfológicas del cráter, cuya importancia es relevante en la evaluación del peligro volcánico. Por otra parte, en el estudio geomorfológico del cráter, en complemento a las imágenes aéreas visuales fue de gran utilidad el uso de imágenes aéreas térmicas, especialmente en las siguientes fechas del análisis cualitativo: 17/09/2007, 08/04/2008, 08/04/2008, 23/08/2013 y 05/11/2015 (ver Capítulo 4, Sección 4.1.), ya que nos permitió evaluar y estudiar en detalle cambios morfológicos del cráter e incluso crear modelos

fotogramétricos de alta resolución espacial, a través de las columnas de emisión de gas con poca ceniza (ver Capítulo 4, Sección 4.2.1).

5.2 FACTORES QUE CONTROLAN LA MORFOLOGÍA DEL CRÁTER

En base a los resultados obtenidos en este trabajo se determinó que los cambios observados, a gran y menor escala en la morfología del cráter activo del volcán Tungurahua en el periodo 2002-2016, estuvieron condicionados e influenciados principalmente por dos factores: las condiciones pre-eruptivas del cráter y los procesos syn-eruptivos asociados a la actividad volcánica. Generalmente, los cambios geomorfológicos en el cráter se generaron como resultado de la actividad volcánica. No obstante, a menor escala y en menor medida se observaron procesos post-eruptivos, no volcánicos, asociados a factores exógenos de erosión y meteorización (ej. deslizamientos y colapsos gravitacionales y erosión hídrica del relleno volcánico). Por otra parte, no se puede descartar la participación de otros factores y procesos externos, en la modificación del relieve al interior del cráter, por ejemplo, el retrabajamiento de depósitos piroclásticos primarios y la interacción de la cubierta de nieve con la actividad volcánica.

5.2.1 CONDICIONES PRE-ERUPTIVAS

Las crónicas históricas del cráter del Tungurahua, principalmente las de los años de 1870 y 1930 (Martínez, 1932; Stübel, 2004) describen la forma del borde del cráter, así como algunos de sus cambios morfológicos en aquellos tiempos. Comparando las descripciones de estas reseñas históricas con lo que se observó en el año 2003 (Figura 5.1a) se considera que el nuevo ciclo eruptivo del Tungurahua inició en 1999 en un cráter principal con características morfológicas preexistentes. En efecto, rasgos morfológicos del cráter que se habrían heredado de una serie de erupciones históricas anteriores, tales como: (1) la asimetría en el cráter, producida por un borde sur más alto y un borde noroccidental más bajo en forma de escotadura; (2) la forma irregular del borde suroccidental con varios picos, similar al borde de una navaja; (3) la cumbre secundaria o pirámide, llamada cumbre Luis Martínez; y (4) el borde noroccidental, adherido a una pared externa sub-vertical en forma de corredor, ubicado en la parte superior del flanco norte (Figura 5.1b).

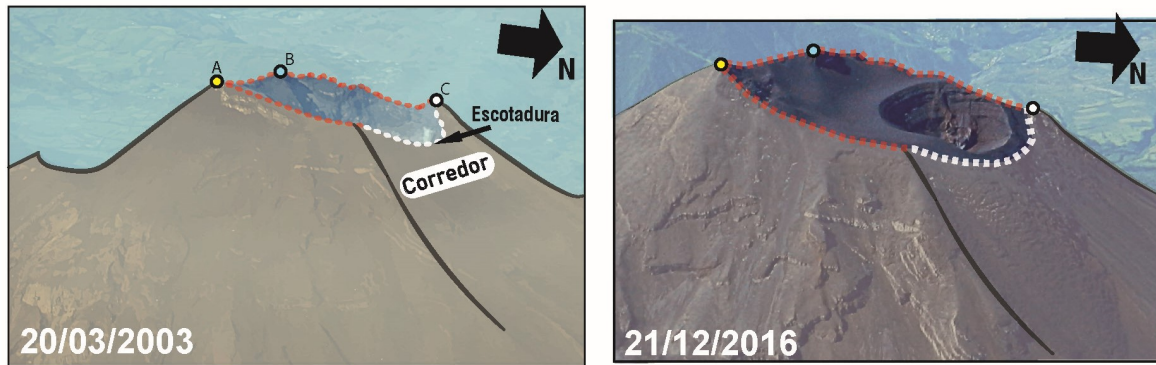


Figura 5. 1. (a) Imagen aérea del 2003, en la que se observan los rasgos morfológicos del borde del cráter del volcán Tungurahua, descritos por A. Stübel y N. Martínez. **(b)** Imagen aérea de 2016 con la morfología actual del cráter. Elementos morfológicos: **(1)** cumbre máxima; **(2)** cumbre Luis Martínez; y **(3)** pico noroccidental (Fotos: P. Ramón. IG-EPN).

De las características morfológicas anteriores, la escotadura del borde noroccidental es uno de los rasgos más característicos del cráter. Según Stübel (2004) este se habría formado en 1773 a causa de la emisión del flujo de lava “Reventazón de Juive Grande”. Sin embargo, otras fuentes históricas sugieren que este rasgo se formó en el margen del cráter principal en la década de 1640 y que en el pasado milenio su formación habría ocurrido repetitivamente (Le Pennec et al., 2008). Además, según Martínez (1932) la escotadura se habría erosionado aproximadamente 40 m (de 4886 m snm a 4846 m snm), tras la erupción pliniana (IEV 4) de 1886.

En este trabajo, para el año 2008 se obtuvo que el punto mínimo de la escotadura del borde noroccidental del cráter se situaba a 4815 m snm, alzándose del 2008 al 2012 + 2 m y +4 m del 2012 al 2016. Por lo tanto, en la actualidad se encuentra a 4821 m snm. Este levantamiento del punto mínimo se produjo por la acumulación de material en la escotadura y borde noroccidental, lo cual se puede observar en las imágenes aéreas oblicuas del cráter del 2010 y 2011.

La depositación de material volcánico y su posterior acumulación en el borde noroccidental, hizo que, a inicios de 2010 empezara a desaparecer la escotadura del borde del cráter principal. En el 2011, la desaparición de este rasgo morfológico fue más evidente, por lo que, la forma inicial del borde noroccidental del cráter en escotadura había quedado completamente oculta bajo los depósitos volcánicos del nuevo relleno. Posteriormente en agosto de 2011 se observó una ligera erosión del borde noroccidental del cráter interno. Marcando así el inicio de la formación de una nueva escotadura, en este caso en el borde del cráter interno, creado en el 2008 al interior del cráter principal. Esta nueva forma en escotadura se fue desarrollando en el tiempo hasta tornarse más visible y notoria en agosto de 2013. En la actualidad, la escotadura del cráter interno se encuentra 6 m más arriba respecto a la escotadura inicial del cráter, y la altura de su punto mínimo se encuentra a 4827 m snm.

Por otra parte, las condiciones pre-eruptivas de un cráter están relacionadas, por un lado, a su geometría externa, ligada a la forma de su borde, y por otro, a su topografía interna, relacionada a las paredes internas y fondo del cráter. Por lo tanto, las condiciones pre-eruptivas podrían determinar y delimitar el espacio de acomodación en el cráter, al iniciar y al terminar la actividad eruptiva. Por lo general, un cráter es una estructura confinada con un espacio físico de acomodación disponible y topografía propicia para la sedimentación, depositación y concentración de material volcánico. Además, puede desarrollar o presentar otros espacios de alojamiento favorables, asociados a formas con relieve negativos (ej. oquedades y otras depresiones).

En el caso del cráter del volcán Tungurahua, al iniciar el ciclo eruptivo de larga duración se tenía una depresión con un considerable espacio de acomodación. Al pasar el tiempo, el cráter sufrió varias modificaciones y experimentó un importante crecimiento en su relleno interno, lo que produjo una reducción de su espacio de acomodación. Es decir, la capacidad del cráter de contener material en su interior que disponía en un inicio fue disminuyendo, hasta que finalmente, el espacio de acomodación de nuevo material volcánico quedó constreñido al área sobre la plataforma volcánica y el espacio libre al interior del cráter interno. Por lo que el espacio de acomodación del cráter era $\sim 1.01 \times 10^6$ m³ en el 2008, y como resultado del proceso de llenado al interior del cráter se redujo su espacio libre para almacenar nuevo material, dejando al presente un espacio de acomodación de $\sim 0.88 \times 10^6$ m³ en el cráter interno. Además, la reducción del espacio de acomodación en el cráter tiene ciertas implicaciones en el riesgo volcánico, lo cual se examinará posteriormente en la sección 5.3.2.

5.2.2 PROCESOS SYN-ERUPTIVOS

En el volcán Tungurahua, durante el periodo de actividad 2002-2016, tras la ocurrencia de eventos volcánicos explosivos se identificó la aparición, desarrollo, crecimiento y destrucción de ciertas características morfológicas al interior de su cráter activo. Generalmente distribuidas espacialmente alrededor del fondo volcánico. Estas características son accidentes geográficos de carácter constructivo con topografías positivas (semi-cono, terraza volcánica) o de carácter destructivo con topografías negativas (cráteres explosivos), aunque también pueden ser superficies planares (fondo del cráter) e inclusive pueden carecer de una expresión topográfica clara (vento).

En este trabajo, en función a los resultados cualitativos y morfométricos se documentó etapas de cambios morfológicos en el cráter del volcán Tungurahua, causados por una serie de procesos asociados a la actividad volcánica. Por lo que, es evidente que la arquitectura actual del cráter es el resultado final de una serie de etapas y variaciones de forma, tamaño y volumen, producidas por la acción e interacción simultánea de procesos syn-volcánicos constructivos y destructivos en el cráter. La relación entre procesos syn-

volcánicos de carácter constructivo y destructivo habrían dejado en el cráter, en el 2008-2012 un volumen neto de $3.42 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material volcánico, y en el 2012-2016 un volumen neto de $0.83 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material volcánico.

En el periodo de actividad volcánica Pre-2007 de una actividad más o menos continua, con emisiones en su mayoría por desgasificación pasiva, caracterizado por episodios estrombolianos y raros episodios vulcanianos de intensidad variable (Hall et al., 2013), se identificó dos etapas con cambios morfológicos en el cráter del volcán Tungurahua:

ETAPA 1: Esta etapa de marzo de 2003 a enero de 2005 se caracterizó por un cráter principal profundo, sub-elíptico y alargado, con un perfil asimétrico, constituido por un borde sureste más alto y un borde noroeste más bajo, en forma de escotadura. En este tiempo se registró la depositación de material volcánico en el fondo del cráter y no se observaron mayores cambios morfológicos.

ETAPA 2: En el año 2006, el cráter principal adquirió una nueva configuración morfológica, compuesta por: una depresión sub-circular amplia y profunda, denominada cráter externo y una zona sur-oriental elevada a menor profundidad, que tras las erupciones de julio-agosto de 2006 no sufrió erosión, por el contrario se habría rellenado de nuevo material.

En el periodo de actividad volcánica Post-2007 se observó la mayor parte de los cambios morfológicos ocurridos en el cráter del Tungurahua. Estos cambios en el cráter estarían relacionados a un cambio en el comportamiento dinámico del volcán, de una actividad casi continua a una actividad episódica con periodos de inactividad y eventos de carácter vulcaniano cada vez más frecuentes y sin una desgasificación significativa (Hidalgo et al., 2015). En este periodo se registraron explosiones vulcanianas de alta energía en marzo de 2007, febrero de 2008, mayo y diciembre de 2010, diciembre de 2012, julio – octubre de 2013 y febrero - abril de 2014 (Hall et al., 2015; Hidalgo et al., 2015), acompañados a menudo por CDPs (Romero et al., 2017). En el 2012 comenzó un período de erupciones volcánicas altamente energéticas (Hall et al., 2015), que en ciertos casos ocurrieron de forma súbita con pocas señales precursoras o ninguna. Particularmente en el 2013-2014, se registraron grandes eventos breves e intensos, asociados con la formación y destrucción de tapones de lava (Hall et al., 2015; Hidalgo et al., 2015).

En este periodo Post 2007 en función a la actividad volcánica y cambios morfológicos del cráter se identificaron dos etapas: (1) de finales del 2007 a finales del 2011, la cual se caracterizó en su mayoría por procesos constructivos, con la participación a menor escala de procesos erosivos; (2) de finales del 2011 a principios del 2016, la cual se caracterizó por procesos constructivos con una mayor participación de los procesos destructivos en el modelado del cráter. Estos cambios morfológicos en el cráter del Tungurahua en el periodo 2007-2016 y su relación con los eventos vulcanianos y efusivos, se presentan a más detalle a continuación en la Figura 5.2.

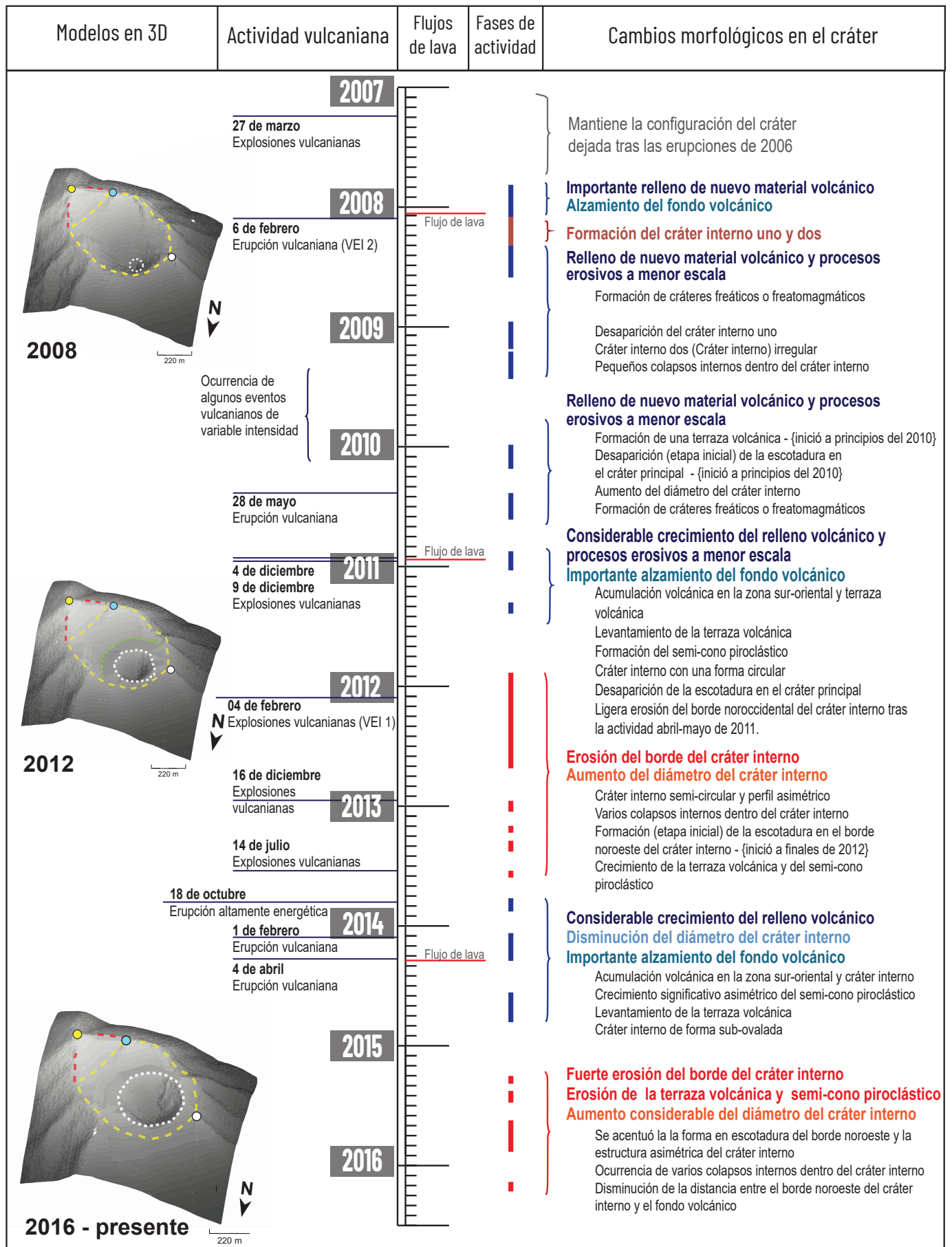


Figura 5. 2. Cronología de los cambios geomorfológicos en el cráter del volcán Tungurahua durante la actividad volcánica post-2007 del ciclo eruptivo 1999-2016, y relación con eventos vulcanianos y efusivos (extrusión de lava). Letras en tonalidades azules: procesos constructivos y en tonalidades rojas: procesos destructivos.

5.2.2.1 Fuerzas constructivas

En el volcán Tungurahua las fuerzas constructivas syn-volcánicas predominaron en el tiempo y generaron importantes cambios morfológicos en el cráter durante el periodo 2002-2016. Principalmente, formaron topografías positivas y zonas de acumulación de material volcánico en el cráter (ver Capítulo 4, Sección 4.2.4). Generalmente, las zonas de concentración de material volcánico estuvieron próximas al vento y al cráter interno. Respecto a la depositación del material volcánico, en zonas con pendientes fuertes a muy suaves ($<35^\circ$) se observó una concentración del material volcánico. En cambio, se observó un revestimiento del material volcánico en zonas con pendientes escarpadas a abruptas ($>35^\circ$).

Principalmente, las fuerzas constructivas en el cráter del Tungurahua están relacionadas con el crecimiento interno del relleno volcánico, el levantamiento del fondo, así como con la formación y desarrollo del semi-cono piroclástico y de la terraza volcánica en el cráter. En las crónicas históricas del cráter, en Martínez (1932) se describe algunos de estos cambios morfológicos causados por la acción de las fuerzas constructivas syn-volcánicas. Por ejemplo, el alzamiento del fondo del cráter en 1911 y la generación de una considerable acumulación de material volcánico en el borde norte del cráter, tras la erupción de 1918.

En base a nuestros resultados, las fuerzas constructivas syn-volcánicas vinculadas a procesos de generación, depositación, reciclaje primario y acumulación de material volcánico. Estuvieron asociadas a fenómenos volcánicos, como: plumas de emisión, caídas piroclásticas proximales, eyección balística y fuentes de lava. En cuanto a la participación de la actividad efusiva en la modificación de la morfología del cráter del volcán. Esta podría estar asociada posiblemente a la extrusión y posterior emplazamiento de flujos de lava, por ejemplo, lavas de intra-cráter y domos de lava. En el caso de los domos de lava, los cambios morfológicos se asocian principalmente a ciclos de construcción y destrucción de domos, como lo observado en los cráteres de los volcanes Merapi en Indonesia, St. Helens en Estados Unidos y Soufrière Hills en Montserrat. Sin embargo, en el cráter del Tungurahua no se formaron domos de lava. Pero se observó en el análisis cualitativo del cráter (ver Capítulo 4, Sección 4.1.3) y en la Figura 5.2, una cierta relación entre las extrusiones de los flujos de lava en el 2008, 2010 y 2014 y los considerables aumentos en el relleno volcánico del cráter registrados en estos años.

En el periodo 2008-2012, el 91% del área del cráter principal experimentó un aumento en la altura y volumen. Depositándose en esta área $3.50 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material volcánico con un aumento en el espesor de hasta 62 m. En este tiempo, este importante crecimiento del relleno volcánico está relacionado a la formación y desarrollo del semi-cono piroclástico y de la terraza volcánica en el cráter, así como al alzamiento del fondo volcánico. En cambio, en el periodo 2008-2012, el 61% del área del cráter externo experimentó la depositación

de $1.62 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material volcánico con un incremento en la altura del relleno de hasta 44 m. Principalmente, la depositación de material volcánico se dio en la terraza volcánica, y en menor medida, en zonas del borde noroccidental y en el fondo volcánico.

5.2.2.2 Fuerzas destructivas

El flujo de magma, gas y piroclastos que salen de un ventó volcánico a alta presión (superiores a la atmosférica), velocidad y temperatura, a través de un conducto puede producir erosión o abrasión de la pared del conducto y del cráter (Macedonio, 1994; Woods & Bower, 1995). No obstante, el aumento del tamaño o diámetro del cráter no es un buen indicador de la energía de las explosiones individuales. Por lo que, al utilizar el tamaño del cráter como un estimador de la energía en cráteres volcánicos de múltiples explosiones se podría estar sobreestimando los peligros asociados (Valentine et al., 2012).

En el volcán Tungurahua, las explosiones y erupciones volcánicas modificaron la morfología del cráter, a tal grado de destruir ciertas características morfológicas preexistentes. Por lo general, los procesos de carácter destructivo ocurrieron al interior del cráter principal, en particular en y alrededor del cráter interno. Estas fuerzas relacionadas a procesos de erosión, evacuación y expulsión del material volcánico crearon topografías negativas en el cráter. Dejando huellas en la morfología relacionadas principalmente: a la excavación de cráteres volcánicos (formación de cráteres explosivos), a la generación de colapsos internos y al incremento del tamaño, diámetro o ancho del cráter. En las crónicas históricas del cráter, en Martínez (1932) se describe algunos de estos cambios morfológicos causados por la acción de las fuerzas destructivas syn-volcánicas. Por ejemplo, el aumento del tamaño del cráter, acompañado de la ocurrencia de desprendimientos internos (colapsos internos), tras el periodo eruptivo de 1916-1918.

En el periodo 2008-2010, aparte de la formación del cráter externo e interno se observó la aparición de ciertas formas irregulares al interior del cráter, identificadas como cráteres freáticos, aunque no se descarta por completo que sean cráteres freatomagmáticos. Estos no permanecieron en la estructura del cráter, ya que fueron posteriormente enmascarados por la depositación de nuevo material. Los procesos destructivos syn-volcánicos también generaron colapsos internos en el cráter interno en el periodo 2009-2016. Estos se observaron en varias imágenes aéreas oblicuas del análisis cualitativo (ver Capítulo 4, Sección 4.1.3) como desprendimientos, en que el material volcánico habría sido arrancado de las paredes por la actividad volcánica, siendo posteriormente evacuado con la actividad o movilizado hacia una superficie de menor pendiente en el fondo del cráter. En este tiempo, estos colapsos internos afectaron la forma del cráter interno, confiriéndole una forma irregular y una variación en el índice de irregularidad, como lo observado en el 2009. Además, se considera que los colapsos internos contribuyeron de cierta manera en la

obstrucción y acumulación de presión en el conducto superior del cráter, a parte de la formación de tapones de lava en el sellado parcial o completo del conducto.

Producto de la acción de los procesos destructivos syn-volcánicos y la ocurrencia de colapsos en el cráter interno, del 2008 al 2016 paso de 95 m a 313 m de ancho con un aumento en su diámetro de 100×94 m a 335×300 m (Bernard et al., 2018), evidenciando así claramente un aumento en su tamaño. Por otra parte, se observaron notables cambios y tendencias en la relación morfométrica lineal inversa, profundidad (máxima y mínima) y ancho del cráter interno, cuya relación fue decreciendo en el tiempo. Esto concuerda con Grosse et al. (2012) quien menciona que esta relación tiende a disminuir conforme aumenta el tamaño del cráter.

En el periodo 2008-2012 se observó la acción de fuerzas destructivas en ciertas ocasiones y a menor escala. Por lo que, el 9% del área del cráter principal sufrió una sustracción de $0.076 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material volcánico, experimentando un decrecimiento en el espesor de hasta -25 m. Por el contrario, en el periodo 2012-2016, los procesos destructivos tuvieron una mayor participación en la modificación de la morfología del cráter. Por lo que, en el 32% del área del cráter externo se registró una sustracción de $0.79 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material (mayor al periodo anterior) con una disminución en la altura del relleno de hasta -44 m. Este decrecimiento en la altura y volumen del cráter estarían asociados a la destrucción del semi-cono piroclástico en el periodo 2015-2016 y a la erosión del cráter interno. Por otra parte, esta diferencia en la variación de altura y volumen en el cráter entre los dos periodos podría responder a un cambio en el comportamiento del Tungurahua a un periodo con erupciones volcánicas altamente energéticas.

5.3 CAMBIOS EN LA MORFOLOGÍA DEL CRÁTER: POTENCIALES IMPLICACIONES EN EL RIESGO VOLCÁNICO

En el volcán Tungurahua, los peligros volcánicos de largo alcance como la caída de tefra, flujos de lava, los CDPs y lahares primarios amenazan a más de 30 000 personas que viven en áreas rurales circundantes y sobreyacentes al edificio volcánico, así como a la ciudad turística de Baños con aproximadamente 50 000 turistas en temporada de vacaciones (Mothes et al., 2015; Armijos et al., 2017) y a la central hidroeléctrica Agoyán, la tercera más grande del Ecuador (Hall et al., 2013). En el periodo 1999 – 2016, la morfología del cráter del Tungurahua sufrió cambios, ciertos de estos cambios morfológicos observados tienen una implicación en la evaluación del riesgo y amenaza volcánica.

En base a los informes del IG-EPN, el estudio de Bernard et al. (2018) y los resultados obtenidos es evidente que ciertos cambios morfológicos en el cráter, así como su configuración actual implican un riesgo para las poblaciones que viven en y alrededor del volcán Tungurahua. El peligro en el volcán Tungurahua a inicios del periodo 1999-2016

estaba asociado únicamente a la forma del borde noroccidental en escotadura. Sin embargo, actualmente el riesgo implicado se ha magnificado con su configuración actual, caracterizada por: (1) un cráter interno adherido a las paredes internas del cráter externo; (2) un cráter interno con un borde noroeste más bajo en forma de escotadura, ubicado a pocos metros del borde inicial del cráter; (3) un importante crecimiento del relleno volcánico; y (4) una disminución de la distancia entre el fondo (vento) y el borde noroeste del cráter interno. Por lo que, ante una nueva erupción esta nueva configuración del cráter podría facilitar aún más el derrame y propagación de los flujos de lava y CDPs por los flancos NO, N y O del edificio volcánico y aumentar su alcance, potencialmente hacia las comunidades situadas en estos flancos del volcán (IG-EPN, 2011a; Bernard et al., 2018). Tener claro la evolución morfológica de un cráter activo, puede aportar datos útiles y oportunos en la mitigación de peligros volcánicos y en la evaluación del riesgo volcánico, y mejorar las simulaciones numéricas destinadas a pronosticar la ruta de flujos volcánicos. Por lo que, es importante conocer la morfología de un cráter y mantener actualizada la información, en particular en volcanes en erupción y activos, como en el Tungurahua con una periodicidad de una erupción por siglo.

5.3.1 ESCOTADURA DEL BORDE NOROCCIDENTAL

Desde hace varios siglos, el cráter del volcán Tungurahua muestra un borde noroeste (más bajo) en forma de escotadura, lo que le confiere a su estructura un perfil asimétrico. En su evolución morfológica se observó la escotadura del cráter principal hasta mediados del 2010, hasta que, a causa del crecimiento del relleno, quedó por debajo del material volcánico. Tras desaparecer la escotadura en la morfología del cráter principal, a finales del 2012 inició el desarrollo de una nueva escotadura en el borde noroeste del cráter interno.

Este patrón en el borde noroccidental del cráter del Tungurahua, en que se vuelve a formar una geometría en escotadura, posiblemente revela un patrón morfológico, que se mantiene o se repite en el tiempo, y que según Le Pennec et al. (2008) habría ocurrido repetitivamente en el pasado milenio. Por lo que, la formación de la escotadura en el borde del cráter probablemente estaría ligada a la historia geológica del edificio volcánico, la migración del viento y el frecuente desbordamiento de los flujos volcánicos por esta zona. Además, en este sentido surge la pregunta ¿Qué relación hay entre los colapsos laterales del flanco occidental del volcán Tungurahua con el perfil asimétrico desarrollado en el cráter, y la formación de la escotadura hacia el lado colapsado?

Posiblemente existe cierta relación, ya que se sabe que un colapso de flanco en un edificio volcánico puede marcar la evolución del edificio y causar efectos permanentes en su morfología, así como en el régimen volcano-tectónico local (Manconi et al., 2009). De igual forma, según Maccaferri et al., (2017) un colapso de flanco puede desencadenar una

desviación importante de los conductos del magma, favoreciendo la formación del nuevo centro eruptivo al interior del depósito del flanco colapsado y haciendo que los ventos tras el colapso se ubiquen dentro o a lo largo del borde del escarpe del colapso, generando a su vez una migración de la actividad volcánica hacia el flanco colapsado.

Ahora bien, en el periodo de estudio fue evidente que esta forma en el borde del cráter facilitó el derrame de los flujos de lava del: 17 de agosto de 2006, 29 al 31 de enero de 2008 y 04 de diciembre de 2010, canalizándolos hacia los flancos noroccidental, occidental y suroccidental, como se observa en la Figura 5.3. Por otra parte, creemos además que el proceso de formación de la escotadura en el borde noroeste del cráter podría estar vinculada a los pequeños eventos de colapso observados en las paredes internas del borde noroeste o en el periodo 2012 - 2016 podría haber aportado material volcánico en la formación de CDPs.



Figura 5. 3. Vista norte del volcán Tungurahua y su cráter activo, en el cual se observan los flujos de lava pre-2011. Modificado de: Google Earth y Ortofoto del Proyecto SIGTierras.

5.3.2 CRECIMIENTO DEL RELLENO VOLCÁNICO

En el periodo 2002-2016, la depositación y acumulación significativa de material volcánico en el cráter del Tungurahua ha producido un importante crecimiento interno, cambiando su configuración inicial y reduciendo el espacio interno del cráter para la depositación y contención de nuevo material. En el 2008 - 2016, este incremento del relleno y el gradual levantamiento del fondo del cráter causó a su vez el alzamiento del viento con implicaciones para el riesgo volcánico. Adicionalmente, se tiene la ocurrencia de colapsos piroclásticos en el periodo 2009-2016, lo cual habría contribuido de cierta forma a la obstrucción y acumulación de presión en el conducto superior del cráter.

El progresivo crecimiento interno y el levantamiento del fondo volcánico en el cráter. Por un lado, a inicios de 2008 estaría relacionado con una mayor facilidad en la dispersión de piroclastos por todos los flancos y una mayor ocurrencia de emisiones volcánicas (IG-EPN, 2008a,2008b). Por otro lado, también luego de febrero de 2010, estaría relacionado a tres fenómenos volcánicos: 1) la ausencia de cañonzos asociados a las explosiones; 2) la ocurrencia de emisiones de ceniza mayores a 2 km con muy pequeñas señales sísmicas asociadas; y 3) la ocurrencia de pequeñas corrientes de densidad piroclástica primarias (IG-EPN, 2010a). En concordancia con lo anterior, también se observó un aumento en la frecuencia de CDPs en el esquema de la Sección 4.1 del Capítulo 4 después del aumento del relleno volcánico en el cráter en el 2008 y en el 2010.

Por otra parte, en el tiempo el nivel de depositación y acumulación de material volcánico en el cráter fue situándose de forma gradual más en superficie, haciendo que con frecuencia se acumulara material en el borde del cráter y en los flancos superiores. Especialmente en la zona de acumulación del borde noroccidental como se observó en el periodo 2012 - 2016 (ver Capítulo 4, Sección 4.2.4). Estas acumulaciones de material próximos al margen del cráter generaron flujos piroclásticos secundarios, como resultado del desprendimiento y colapso gravitacional del material acumulado por los flancos del edificio volcánico (IG-EPN, 2010a; Hall et al., 2013; Figura 5.4). Estos flujos piroclásticos secundarios de origen gravitacional descendieron por el flanco noroccidental y occidental del volcán el 11 de febrero de 2010 (IG-EPN, 2010a) y también durante la actividad eruptiva de febrero-marzo de 2016, estos eventos fueron registrados como avalanchas calientes con alcance máximo de 2 km bnc, (Bernard et al., 2017).

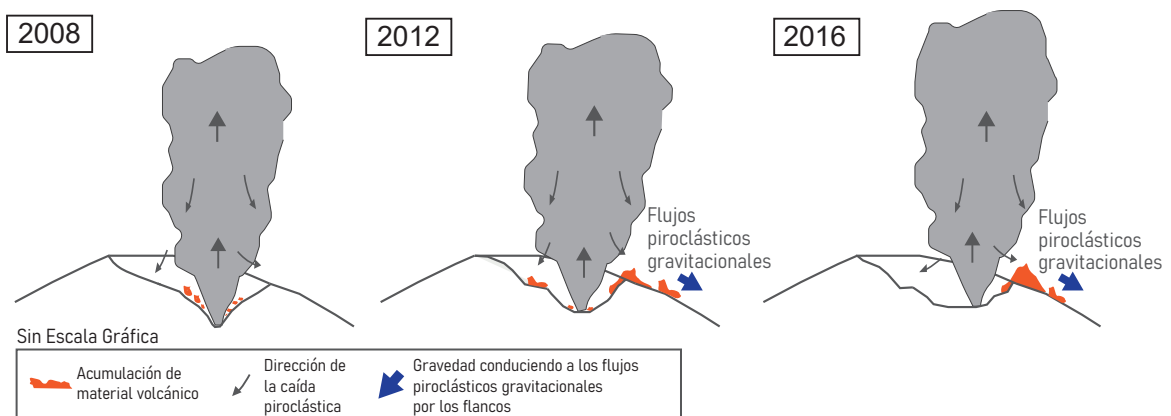


Figura 5. 4. Esquema interpretativo de la formación de flujos piroclásticos secundarios o gravitacionales en el volcán Tungurahua, entre el 2008 y 2016. Muestra el perfil asimétrico y la variación topográfica del cráter, relacionada a la formación de flujos piroclásticos secundarios.

CAPÍTULO VI: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1 CONCLUSIONES

- En este trabajo, en base al material obtenido en la teledetección aérea del volcán Tungurahua, como imágenes aéreas oblicuas (térmicas y visuales), modelos digitales de elevación (MDEs) y ortofotos, e incluso utilizando datos históricos se diseñó una metodología, con un enfoque cualitativo y morfométrico combinado, para estudiar la geomorfología del cráter del Tungurahua. Esta resultó en gran parte exitosa, ya que nos permitió detectar, documentar y cuantificar de forma sistemática los cambios en la superficie del cráter y estudiar su evolución en el tiempo. A su vez nos permitió analizar la formación y desarrollo de estructuras en el cráter, antes, durante y después de la actividad volcánica. Mejorando la comprensión de los factores que afectaron su desarrollo y su relación con la actividad volcánica. Proporcionándonos así también información útil acerca de la implicación que tienen ciertos cambios morfológicos del cráter en el riesgo volcánico.
- No se utilizaron las 2751 imágenes aéreas oblicuas disponibles (VIS y IR) en la colección fotográfica del IG-EPN, únicamente se emplearon las de mejor calidad. Por lo tanto, de los 68 sobrevuelos realizados al volcán Tungurahua en el 2000 – 2016 se analizaron las imágenes aéreas de 27 fechas. Dificultando así la evaluación y cuantificación con precisión de los efectos que se habrían generado en la morfología del cráter durante los eventos altamente explosivos ocurridos en julio-agosto de 2006 y de febrero-abril de 2014. No obstante, fue de gran utilidad el uso de imágenes aéreas térmicas en complemento a las imágenes visuales, puesto que nos permitió en varias ocasiones observar y analizar cambios morfológicos en el cráter e incluso crear modelos fotogramétricos de alta resolución espacial a través de columnas de emisión de gas con poca ceniza.
- En este trabajo, a partir de imágenes aéreas oblicuas disponibles, visuales y térmicas, se crearon modelos fotogramétricos (MDEs y ortofotos), construyéndose modelos sin una orientación absoluta para el 2010, 2012 y 2013 y modelos con orientación absoluta para el 2008, 2009 y 2016. Los modelos sin una orientación absoluta se usaron como una herramienta complementaria a las imágenes aéreas en el análisis cualitativo, mejorando así la observación e interpretación de los cambios morfológicos ocurridos en el cráter. Por otra parte, los modelos con una orientación absoluta caracterizados por una alta resolución espacial, una buena precisión horizontal y una baja precisión vertical. No fueron útiles en el cálculo de parámetros tridimensionales. Sin embargo, fueron útiles en el cálculo de medidas bidimensionales en el cráter, como: área, perímetro, distancia, dirección y azimut

de los ejes del diámetro, así como en la obtención de mapas en planta del cráter y en la estimación de las dimensiones de colapsos internos. En cuanto a la baja precisión vertical de los modelos fotogramétricos, esta estaría asociada a limitaciones encontradas en el procesamiento fotogramétrico, relacionadas a su vez a: (i) la calidad, la cantidad y escala de las imágenes; (ii) la precisión, selección, densidad y distribución de los puntos de control; (iii) la superposición entre imágenes; y (iv) la topografía.

- En el ciclo de larga duración de 1999-2016 del volcán Tungurahua, los cambios morfológicos del cráter estuvieron condicionados principalmente por: (1) las condiciones pre-eruptivas asociadas a la topografía y elementos preexistentes; y (2) por los procesos syn-volcánicos de carácter constructivo y destructivo. En menor medida y a menor escala se observaron cambios post-eruptivos, relacionados a procesos exógenos de origen no volcánico. En cuanto a los procesos constructivos syn-volcánicos de generación, depositación y acumulación de material volcánico. Estos generaron un crecimiento interno del relleno, un levantamiento del fondo y una reducción del espacio físico en el cráter. A su vez, crearon zonas de concentración de material, así como un semi-cono piroclástico y una terraza volcánica en el cráter. Por el contrario, los procesos destructivos syn-volcánicos de erosión, evacuación y expulsión del material volcánico resultaron en la formación de cráteres de explosión y freáticos. Además, aumentaron el tamaño y diámetro del cráter interno y generaron colapsos internos en este.
- En el periodo 2002-2016, el cráter experimentó una serie de variaciones de forma, tamaño y volumen, hasta adquirir la morfología actual. En respuesta a la interacción de fuerzas syn-volcánicas en el cráter, constructivas y destructivas, en que los procesos constructivos predominaron. Por lo tanto, la interacción entre estas fuerzas en el periodo 2008-2016 dejó un volumen neto aproximado de 4.25×10^6 m³ de material en el cráter. En cuanto al periodo de actividad volcánica Pre-2007, no se observaron mayores cambios morfológicos en el cráter a excepción de la nueva configuración que el cráter adquirió tras las erupciones del 2006. Por el contrario, en el periodo de actividad volcánica Post-2007 se observó la mayor cantidad de cambios en el cráter. Respondiendo a un cambio en el comportamiento del Tungurahua, de una actividad casi continua a una actividad episódica con periodos de inactividad y eventos vulcanianos, cada vez más frecuentes y sin una desgasificación significativa (Hidalgo et al., 2015). Igualmente, en este periodo se identificó dos etapas: (1) una primera etapa en que la acción de los procesos destructivos fue a menor escala, generando en el 2008-2012 una sustracción de 0.076×10^6 m³ de material volcánico en el cráter; y (2) una segunda etapa con una mayor participación de los procesos destructivos en el modelado

del cráter, produciendo en el 2012-2016 una sustracción de $0.79 \times 10^6 \text{ m}^3$ de material en el cráter, mayor que en la etapa anterior.

- En el periodo 2002-2016 se ha magnificado el peligro volcánico en el Tungurahua con la nueva configuración del cráter y su significativo crecimiento interno. Facilitando el derrame y un mayor alcance de flujos volcánicos (ej. flujos de lava, CDPs y lahares primarios) en los flancos NO, N y O del edificio, reduciendo el espacio en el cráter para la depositación y contención de nuevo material en su interior, aumentando la frecuencia de la ocurrencia de pequeñas corrientes de densidad piroclástica, así como participando en la formación de flujos piroclásticos gravitacionales. Por lo tanto, en caso de iniciar un nuevo ciclo eruptivo en el volcán Tungurahua es necesario tomar en cuenta la geomorfología del cráter en la evaluación de amenazas y en la gestión del riesgo volcánico.

6.2 RECOMENDACIONES

6.2.1 ESPECÍFICAS

- Tomar puntos de control en tierra en zonas visibles e “invariables” del cráter del volcán Tungurahua, a fin de mejorar la calidad de los modelos de elevación digital existentes y de los modelos fotogramétricos construidos en este trabajo.
- Evaluar el uso de técnicas de geoestadística o métodos de interpolación en la mejora de la calidad y precisión de los MDEs fotogramétricos creados en este trabajo.
- Estudiar en profundidad la participación que tuvo la actividad efusiva y vulcaniana en la evolución morfológica del cráter en el periodo 2008-2016.
- Estudiar la influencia del crecimiento interno en el cráter del Tungurahua con la ocurrencia de corrientes de densidad piroclástica en el periodo 2008-2016.
- Realizar un estudio de las anomalías térmicas del cráter del volcán Tungurahua del periodo 2002-2016, y entablar una relación con la evolución morfológica del cráter y su actividad volcánica.
- Realizar un estudio sobre la influencia que ha tenido la evolución geomorfológica del cráter en las variaciones de la señal de infrasonido en el volcán Tungurahua.

6.2.2 GENERALES

- Tomar la mayor cantidad de imágenes aéreas oblicuas durante los sobrevuelos a los volcanes, preferentemente con la misma distancia focal y a diferentes ángulos e integrar en el monitoreo aéreo cámaras con GPS o una unidad de medida inercial (IMU). A fin de construir modelos fotogramétricos de una mejor calidad y evitar las limitaciones encontradas en este trabajo.

- En los volcanes en erupción y activos, se recomienda planificar un monitoreo aéreo visual y térmico de los edificios volcánicos de forma regular y más frecuente. Garantizando una recopilación regular de imágenes aéreas, útiles en el estudio geomorfológico de los cráteres y en la evaluación del riesgo volcánico.
- En el estudio de cráteres de volcanes en erupción o activos se recomienda recopilar y reutilizar datos históricos y material existente, así como construir modelos fotogramétricos con o sin orientación absoluta a partir de las imágenes aéreas obtenidas durante el monitoreo volcánico.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Acuña, K. E. (2017). Análisis de las cenizas del Tungurahua (granulométrico, de componentes y químico) en la primera fase eruptiva de 2010 (Pregrado). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Agisoft *PhotoScan* (Professional). (2013). [3D Modeling Software]. Agisoft. <https://www.agisoft.com/>
- Alvarado, A., Audin, L., Nocquet, J. M., Jaillard, E., Mothes, P., Jarrín, P., ... Cisneros, D. (2016). Partitioning of oblique convergence in the Northern Andes subduction zone: Migration history and the present-day boundary of the North Andean Sliver in Ecuador. *Tectonics*, 35(5), 1048–1065. doi:10.1002/2016TC004117
- Ancellin, M.-A., Samaniego, P., Vlastélic, I., Nauret, F., Gannoun, A., & Hidalgo, S. (2017). Across-arc versus along-arc Sr-Nd-Pb isotope variations in the Ecuadorian volcanic arc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 18(3), 1163–1188. doi:10.1002/2016GC006679
- Anderson, J. F., Johnson, J. B., Steele, A. L., Ruiz, M. C., & Brand, B. D. (2018). Diverse Eruptive Activity Revealed by Acoustic and Electromagnetic Observations of the 14 July 2013 Intense Vulcanian Eruption of Tungurahua Volcano, Ecuador. *Geophysical Research Letters*, 45(7), 2976–2985. doi: 10.1002/2017GL076419
- Andújar, J., Martel, C., Pichavant, M., Samaniego, P., Scaillet, B., & Molina, I. (2017). Structure of the Plumbing System at Tungurahua Volcano, Ecuador: Insights from Phase Equilibrium Experiments on July–August 2006 Eruption Products. *Journal of Petrology*, 58(7), 1249–1278. doi:10.1093/petrology/egx054
- ArcGis* (10.5). (2017). [Software de ordenador]. Esri. <https://desktop.arcgis.com/es/>
- Arellano, S. R., Hall, M., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Ruiz, A., Molina, I., & Yepes, H. (2008). Degassing patterns of Tungurahua volcano (Ecuador) during the 1999–2006 eruptive period, inferred from remote spectroscopic measurements of SO₂ emissions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1). doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.07.007
- Armijos, M. T., Phillips, J., Wilkinson, E., Barclay, J., Hicks, A., Palacios, P., ... Stone, J. (2017). Adapting to changes in volcanic behaviour: Formal and informal interactions for enhanced risk management at Tungurahua Volcano, Ecuador. *Global Environmental Change*, 45, 217–226.
- Aspden, J. A., & Litherland, M. (1992). The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. *Tectonophysics*, 205(1–3), 187–204. doi:10.1016/0040-1951(92)90426-7

- Auker, M. R., Sparks, R. S. J., Siebert, L., Crossweller, H. S., & Ewert, J. (2013). A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of Applied Volcanology*, 2(1), 2. doi:10.1186/2191-5040-2-2
- Bablon, M., Quidelleur, X., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Audin, L., Jomard, H., ... Alvarado, A. (2019). Interactions between volcanism and geodynamics in the southern termination of the Ecuadorian arc. *Tectonophysics*, 751, 54–72. doi:10.1016/j.tecto.2018.12.010
- Bablon, M., Quidelleur, X., Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Lahitte, P., Liorzou, C., ... Hidalgo, S. (2018). Eruptive chronology of Tungurahua volcano (Ecuador) revisited based on new K-Ar ages and geomorphological reconstructions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 357, 378–398. doi:10.1016/j.jvolgeores.2018.05.007
- Bagnardi, M., González, P. J., & Hooper, A. (2016). High-resolution digital elevation model from tri-stereo Pleiades-1 satellite imagery for lava flow volume estimates at Fogo Volcano. *Geophysical Research Letters*, 43, 9. doi:10.1002/2016GL069457
- Barba, D., Arellano, S., Ramón, P., Mothes, P., Alvarado, A., Ruiz, G., & Troncoso, L. (2006). *Cronología de los eventos eruptivos de Julio y Agosto del 2006 del volcán Tungurahua* [Red social].
- Battaglia, J., Hidalgo, S., Bernard, B., Steele, A., Arellano, S., & Acuña, K. (2019). Autopsy of an eruptive phase of Tungurahua volcano (Ecuador) through coupling of seismo-acoustic and SO₂ recordings with ash characteristics. *Earth and Planetary Science Letters*, 511, 223–232. doi:10.1016/j.epsl.2019.01.042
- Bell, A. F., Hernandez, S., Gaunt, H. E., Mothes, P., Ruiz, M., Sierra, D., & Aguaiza, S. (2017). The rise and fall of periodic ‘drumbeat’ seismicity at Tungurahua volcano, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 475, 58–70. doi: 10.1016/j.epsl.2017.07.030
- Bermeo, A. (2013). Ortofotografía, insumo cartográfico base para la Planificación del Territorio. *Revista Técnica Geográfica Del Instituto Geográfico Militar (IGM)*, 78–84.
- Bernard, B. (2013). Homemade ashmeter: A low-cost, high-efficiency solution to improve tephra field-data collection for contemporary explosive eruptions. *Journal of Applied Volcanology*, 2(1), 1. doi:10.1186/2191-5040-2-1.
- Bernard, B. (2018). Rapid hazard assessment of volcanic ballistic projectiles using long-exposure photographs: insights from the 2010 eruptions at Tungurahua volcano, Ecuador. *Volcanica*, 1(1), 49–61. doi:10.30909/vol.01.01.4961
- Bernard, B., & Andrade, D. (2016). Volcanes Cuaternarios del Ecuador Continental. Póster Informativo IG EPN. doi:10.13140/rg.2.1.3851.3683

- Bernard, B., Bustillos, J., Wade, B., & Hidalgo, S. (2013). Influence of the wind direction variability on the quantification of tephra fallouts: December 2012 and March 2013 Tungurahua eruptions. *Avances*, 5(1), 14–21.
- Bernard, B., Grouazel, A., Gualpa, J., Almeida, M., & Santamaría, S. (2018). Monitoreo térmico y cambios morfológicos del cráter del volcán Tungurahua. Informe de actividades. Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional.
- Bernard, B., Telenchana, E., Battaglia, J., Hernandez, S., Aguaiza, S., Mothes, P., Sierra, D., Lema, V., Encalada, M., Santamaría, S., García, J., Vásconez, F., Córdova, M., Almeida, M., Almeida, S., Gaunt, E., Hidalgo, S., Ramón, P. A., Ruiz, M., ... Alvarado, A. (2017). *Erupción de febrero-marzo 2016 del volcán Tungurahua* (p. 19) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- Bernard, J., Kelfoun, K., Le Pennec, J.-L., & Vallejo Vargas, S. (2014). Pyroclastic flow erosion and bulking processes: comparing field-based vs. modeling results at Tungurahua volcano, Ecuador. *Bulletin of Volcanology*, 76(9). doi:10.1007/s00445-014-0858-y
- Biggs, J., Mothes, P. A., Ruiz, M., Amelung, F., Dixon, T. H., & Baker, S. (2010). Stratovolcano growth by co-eruptive intrusion: The 2008 eruption of Tungurahua Ecuador, 37, 5. doi:10.1029/2010GL044942
- Bonadonna, C., Cioni, R., Costa, A., Druitt, T., Phillips, J., Pioli, L., ... Wallenstein, N. (2016). MeMoVolc report on classification and dynamics of volcanic explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology*, 78(11). doi:10.1007/s00445-016-1071-y
- Bonadonna, C., Mayberry, G. C., Calder, E. S., Sparks, R. S. J., Choux, C., Jackson, P., ... Young, S. R. (2002). Tephra fallout in the eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society, London, Memoirs*, 21(1), 483–516. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.22
- Branney, M. J., & Kokelaar, P. (2002). *Pyroclastic density currents and the sedimentation of ignimbrites*. London: The Geological Soc.
- Buckley, S. J., Howell, J. A., Enge, H. D., & Kurz, T. H. (2008). Terrestrial laser scanning in geology: Data acquisition, processing and accuracy considerations. *Journal of the Geological Society, London*, 165, 625–638.
- Budzier, H., & Gerlach, G. (2011). *Thermal Infrared Sensors: Theory, Optimisation and Practice*. Chichester, UK: John Wiley & Sons, Ltd. doi:10.1002/9780470976913
- Bustillos A., J. E., Romero, J. E., Guevara C., A., & Díaz-Alvarado, J. (2017). Tephra fallout from the long-lasting Tungurahua eruptive cycle (1999-2014): Variations through eruptive style transition and deposition processes. *Andean Geology*, 45(1), 47. doi:10.5027/andgeoV45n1-3036
- Bustillos, J. E. (2008). *Las avalanchas de escombros en el sector del volcán Tungurahua* (Tesis). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.

- Bustillos, J. E., & Guevara, A. (2013). Los depósitos de ceniza del 04-05 de mayo 2013 en el volcán Tungurahua. *Pyroclastic Flow, Journal of Geology*, 3(1), 8.
- Bustillos, J. E., Romero, J. E., Troncoso, L., & Guevara, A. (2016). Tephra fall at Tungurahua Volcano (Ecuador) - 1999-2014: An Example of Tephra Accumulation from a Long-Lasting Eruptive Cycle. *Geofísica Internacional*, 13.
- Bustillos, J., Samaniego, P., Robin, C., Barba, D., Ramón, P., & Pennec, J.-L. L. (2011). Las avalanchas de escombros del volcán Tungurahua. En *Memorias de las 7mas Jornadas en Ciencias de la Tierra* (p. 7). Quito, Ecuador.
- Calvari, S., Lodato, L., & Spampinato, L. (2004). Monitoring active volcanoes using a handheld thermal camera. *Thermosense XXVI*, 5405. doi:10.1117/12.547497
- Carey, S., & Bursik, M. (2000). Volcanic Plumes. En *Encyclopedia of Volcanoes* (1a. ed., pp. 527–544). Academic Press.
- Carey, S., & Bursik, M. (2015). Volcanic Plumes. En *The Encyclopedia of Volcanoes* (pp. 571–585). Elsevier. doi:10.1016/B978-0-12-385938-9.00032-8
- Carn, S. A., Krueger, A. J., Arellano, S., Krotkov, N. A., & Yang, K. (2008). Daily monitoring of Ecuadorian volcanic degassing from space. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176, 141–150. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.01.029
- Carter, A. J. (2008). *Quantitative thermal infrared analyses of volcanic processes and products: Application to Bezymianny volcano, Russia* [Doctorado]. University of Pittsburgh.
- Cassidy, M., Cole, Paul. D., Hicks, K. E., Varley, N. R., Peters, N., & Lerner, A. H. (2015). Rapid and slow: Varying magma ascent rates as a mechanism for Vulcanian explosions. *Earth and Planetary Science Letters*, 420, 73–84. doi:10.1016/j.epsl.2015.03.025
- Cecchi, E., van Wyk de Vries, B., Lavest, J.-M., Harris, A., & Davies, M. (2003). N-view reconstruction: A new method for morphological modelling and deformation measurement in volcanology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 123, 181–201. doi:10.1016/S0377-0273(03)00035-0
- Cerminara, M., Esposti Ongaro, T., Valade, S., & Harris, A. J. L. (2015). Volcanic plume vent conditions retrieved from infrared images: A forward and inverse modeling approach. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 300, 129–147. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.12.015
- Champenois, J., Pinel, V., Balze, S., Audin, L., Jomard, H., Hooper, A., Alvarado, A., & Yepes, H. (2014). Large-scale inflation of Tungurahua volcano (Ecuador) revealed by Persistent Scatterers SAR interferometry. *Geophysical Research Letters*, 41, 8. doi: 10.1002/2014GL060956

- Chen, C., & Yue, T. (2010). A method of DEM construction and related error analysis. *Computers & Geosciences*, 36(6), 717–725. doi:10.1016/j.cageo.2009.12.001
- Chevrel, M., Cimarelli, C., deBiasi, L., Hanson, J. B., Lavallée, Y., Arzilli, F., & Dingwell, D. B. (2015). Viscosity measurements of crystallizing andesite from Tungurahua volcano (Ecuador). *16*, 870–889.
- Cochrane, R. (2013). U-Pb thermochronology, geochronology and geochemistry of NW South America: rift to drift transition, active margin dynamics and implications for the volume balance of continents. (Thèse de doctorat). Universidad de Ginebra, Ginebra, Suiza. Recuperado de <http://archive-ouverte.unige.ch/unige:30029>
- Cochrane, R., Spikings, R., Gerdes, A., Winkler, W., Ulianov, A., Mora, A., & Chiaradia, M. (2014). Distinguishing between in-situ and accretionary growth of continents along active margins. *Lithos*, 202–203, 382–394.
- Cole, P. D., Smith, P., Komorowski, J.-C., Alfano, F., Bonadonna, C., Stinton, A., ... Loughlin, S. (2014). Chapter 4 Ash venting occurring both prior to and during lava extrusion at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 2005 to 2010. Geological Society, London, *Memoirs*, 39(1), 71–92. doi:10.1144/M39.4
- Coltorti, M., & Ollier, C. (2000). Geomorphic and tectonic evolution of the Ecuadorian Andes. *Geomorphology*, 32(1–2), 1–19. doi:10.1016/S0169-555X(99)00036-7
- Congalton, R. G., & Green, K. (2009). *Assessing the Accuracy of Remotely Sensed Data: Principles and Practice* (2a. ed.). CRC Press. Recuperado de <http://doi.wiley.com/10.1111/j.1477-9730.2010.00574.2.x>
- Dalfsen, E. de Z., Richter, N., González, G., & Walter, T. R. (2016). Geomorphology and structural development of the nested summit crater of Láscar Volcano studied with Terrestrial Laser Scanner data and analogue modelling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 40. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2016.09.018
- Darack, E. (2008). Ecuador's Tungurahua Volcano: The 'Throat of Fire'. *Weatherwise*, 61(4), 10–11. doi:10.3200/WEWI.613.4.10-11
- Darmawan, H., Walter, T. R., Kirbani, S. B., Subandriyo, & Nandaka, I. (2017). Morphology and structural evolution of the Merapi lava dome monitored by camera drones. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Davidson, J., & De Silva, S. (2000). *Composite Volcanoes*. In *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80. doi: 10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- Diefenbach, A. K., Crider, J. G., Schilling, S. P., & Dzurisin, D. (2012). Rapid, low-cost photogrammetry to monitor volcanic eruptions: An example from Mount St. Helens,

- Washington, USA. *Bulletin of Volcanology*, 74(2), 579–587. doi: 10.1007/s00445-011-0548-y
- Diller, K., Clarke, A. B., Voight, B., & Neri, A. (2006). Mechanisms of conduit plug formation: Implications for vulcanian explosions. *Geophysical Research Letters*, 33(20). doi:10.1029/2006GL027391
- Dottori, F., Baldassarre, G. D., & Todini, E. (2013). Detailed data is welcome, but with a pinch of salt: Accuracy, precision, and uncertainty in flood inundation modeling. *Water Resources Research*, 49(9), 6079–6085. doi:10.1002/wrcr.20406
- Douillet, G. A., Bernard, B., Vargas, V., Gonzalez, J. A., Kueppers, U., Ramón, P., Yepes, H., Hidalgo, S., Hess, K.-U., & Mothes, P. (2014). *Deposits from the 1 February 2014 eruption of Tungurahua volcano (Ecuador)*. 2.
- Druitt, T. H., Young, S. R., Baptie, B., Bonadonna, C., Calder, E. S., Clarke, A., ... Voight, B. (2002). Episodes of cyclic Vulcanian explosive activity with fountain collapse at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Geological Society Memoir*, 21(1), 281-306. doi:10.1144/GSL.MEM.2002.021.01.13
- Dufek, J., & Bergantz, G. W. (2007). Dynamics and deposits generated by the Kos Plateau Tuff eruption: Controls of basal particle loss on pyroclastic flow transport. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(12). doi:10.1029/2007GC001741
- Dvigalo, V., Shevchenko, A., & Svirid, I. (2016). Photogrammetric Survey in Volcanology: A Case Study for Kamchatka Active Volcanoes. In K. Nemeth (Ed.), *Updates in Volcanology - From Volcano Modelling to Volcano Geology*. InTech. doi:10.5772/63577
- Erdoğan, S. (2010). Modelling the spatial distribution of DEM error with geographically weighted regression: An experimental study. *Computers & Geosciences*, 36(1), 34–43. doi:10.1016/j.cageo.2009.06.005
- Eychenne, J. (2012). *Budgets éruptifs et origine des paroxysmes explosifs andésitiques en système ouvert: l'éruption d'août 2006 du Tungurahua en Equateur* (Tesis). Universidad Blaise Pascal, Francia.
- Eychenne, J., Le Pennec, J.-L., Ramón, P., & Yepes, H. (2013). Dynamics of explosive paroxysms at open-vent andesitic systems: High-resolution mass distribution analyses of the 2006 Tungurahua fall deposit (Ecuador). *Earth and Planetary Science Letters*, 361, 343–355.
- Fagents, S. A. (2013). *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism*. (T.K.P. Gregg & R.M.C. Lopes,Eds.). Cambridge: Cambridge University Press. doi: 10.1017/CBO9781139021562
- Fagents, S. A., & Wilson, L. (1993). Explosive volcanic eruptions-VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. *Geophysical Journal International*, 113(2), 359–370. doi:10.1111/j.1365-246X.1993.tb00892.x

- Fee, D., Garces, M., & Steffke, A. (2010). Infrasonido from Tungurahua Volcano 2006–2008: Strombolian to Plinian eruptive activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(1–2), 67–81. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.03.006
- Feininger, T., & Seguin, M. K. (1983). Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, 11(1), 40.
- Fisher, P. F., & Tate, N. J. (2006). Causes and consequences of error in digital elevation models. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 30(4), 467–489. doi:10.1191/0309133306pp492ra
- FLIR Systems. (s.f.). Your Perfect Palette. Recuperado el 26 enero de 2020, de: <https://www.flir.com/discover/ots/outdoor/your-perfect-palette/>
- Fortey, N. J. 1990. Petrographic data and course notes for the Cordillera Real Project, Ecuador. British Geological Survey Technical Report, No. WG/90/14/R. pp. 67
- Fournier, T. J., M. Pritchard, & S. Riddick (2010), Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and a global synthesis: DURATION AND MAGNITUDE OF VOLCANO DEFORMATION. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.*, 11(1), 30. doi:10.1029/2009GC002558.
- García, J. (2016). Mapeo y determinación de parámetros físicos de las corrientes de densidad piroclásticas producidas por el volcán Tungurahua desde el 2006. Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Gaunt, H. E., Burgisser, A., Mothes, P. A., Browning, J., Meredith, P. G., Criollo, E., & Bernard, B. (2020). Triggering of the powerful 14 July 2013 Vulcanian explosion at Tungurahua Volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 392, 106762. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2019.106762
- Girod, L., Nielsen, N. I., Couderette, F., Nuth, C., & Käab, A. (2018). Precise DEM extraction from Svalbard using 1936 high oblique imagery. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 7(4), 277–288. doi:10.5194/gi-7-277-2018
- Global Volcanism Program (GVP). (s.f.). *Pyroclastic Cones*. Recuperado el 18 de noviembre de 2019, de https://volcano.si.edu/learn_galleries.cfm?p=6
- Gómez-Vázquez, A., De la Cruz-Reyna, S., & Mendoza-Rosas, A. T. (2016). The ongoing dome emplacement and destruction cyclic process at Popocatepetl volcano, Central Mexico. *Bulletin Volcanology*, 78–58. doi:10.1007/s00445-016-1054-z
- Goto, A., Taniguchi, H., Yoshida, M., Ohba, T., & Oshima, H. (2001). Effects of explosion energy and depth to the formation of blast wave and crater: Field Explosion Experiment for the understanding of volcanic explosion. *Geophysical Research Letters*, 28(22), 4287–4290. doi:10.1029/2001GL013213

- Grosse, P., Euillades, P. A., Euillades, L. D., & van Wyk de Vries, B. (2014). A global database of composite volcano morphometry. *Bulletin of Volcanology*, 76(1). doi:10.1007/s00445-013-0784-4
- Grosse, P., van Wyk de Vries, B., Euillades, P. A., Kervyn, M., & Petrinovic, I. A. (2012). Systematic morphometric characterization of volcanic edifices using digital elevation models. *Geomorphology*, 136(1), 114–131. doi:10.1016/j.geomorph.2011.06.001
- Gupta, R. P. (2018). *Remote sensing geology* (3a. ed.). New York, NY: Springer Berlin Heidelberg.
- Hall, M. L., & Calle, J. (1982). Geochronological control for the main tectonic-magmatic events of Ecuador. *Earth-Science Reviews*, 18(3–4), 215–239.
- Hall, M. L., Robin, C., Beate, B., Mothes, P., & Monzier, M. (1999). Tungurahua Volcano, Ecuador: structure, eruptive history and hazards. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(1), 1–21. doi:10.1016/S0377-0273(99)00047-5
- Hall, M. L., Samaniego, P., Le Pennec, J. L., & Johnson, J. B. (2008). Ecuadorian Andes volcanism: A review of Late Pliocene to present activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 1–6. doi:10.1016/j.jvolgeores.2008.06.012
- Hall, M. L., Steele, A. L., Bernard, B., Mothes, P. A., Vallejo, S. X., Douillet, G. A., ... Ruiz, M. C. (2015). Sequential plug formation, disintegration by Vulcanian explosions, and the generation of granular Pyroclastic Density Currents at Tungurahua volcano (2013–2014), Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 306, 90–103. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.09.009
- Hall, M. L., Steele, A. L., Mothes, P. A., & Ruiz, M. C. (2013). Pyroclastic density currents (CDP) of the 16–17 August 2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador: Geophysical registry and characteristics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 265, 78–93. doi:10.1016/j.jvolgeores.2013.08.011
- Hanagan, C., & La Femina, P. (2017). *Photogrammetric Analysis of Changes in Crater Morphology at Telica Volcano, Nicaragua from 1994 to 2016* [Fall Meeting]. American Geophysical Union.
- Harris, A. (2013). *Thermal Remote Sensing of Active Volcanoes* (1a. ed.). Cambridge, UK: Cambridge University Press. doi:10.1007/s00445-014-0813-y
- Heap, M. J., Farquharson, J. I., Wadsworth, F. B., Kolzenburg, S., & Russell, J. K. (2015). Timescales for permeability reduction and strength recovery in densifying magma. *Earth and Planetary Science Letters*, 429, 223–233. doi:10.1016/j.epsl.2015.07.053
- Hernández, M. (2017). El uso de fotogrametría de bajo coste en la creación de nubes de puntos aplicada a la arqueología comercial. *Revista Otarq: Otras arqueologías*, 1, 311. doi: 10.23914/otarq.v0i1.101

- Hickey, J., Lloyd, R., Biggs, J., Arnold, D., & Mothes, P. (2020). Rapid localized flank inflation and implications for potential slope instability at Tungurahua volcano, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 534, 10. doi: 10.1016/j.epsl.2020.116104
- Hidalgo, S., Battaglia, J., Arellano, S., Steele, A., Bernard, B., Bourquin, J., ... Vásquez, F. (2015). SO₂ degassing at Tungurahua volcano (Ecuador) between 2007 and 2013: Transition from continuous to episodic activity. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 298, 1–14. doi:10.1016/j.jvolgeores.2015.03.022
- Holmes, K. W., Chadwick, O. A., & Kyriakidis, P. C. (2000). *Error in a USGS 30-meter digital elevation model and its impact on terrain modeling*. 20.
- Huggett, R. J. (2007). *Fundamentals of geomorphology* (2a ed). Londres, Reino Unido: Routledge.
- IG-EPN. (2002). *Resumen de la actividad sísmica durante el año 2002* (Reporte anual) (p. 4). Recuperado de: Quito, Ecuador: Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2003a). *Resumen anual de la actividad del volcán Tungurahua* (p. 5). Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2003b). *Actividad del Volcán Tungurahua, marzo de 2003* (p. 12) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2003c). *Actividad del Volcán Tungurahua, junio del 2003* (p. 13) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2004). *Resumen anual de la actividad del volcán Tungurahua* (p. 29). Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2005). *Resumen anual de la actividad del volcán Tungurahua* (p. 28). Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2006a). *Actividad del Volcán Tungurahua, Enero de 2006* (p. 8) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2006b). *Actividad del volcán Tungurahua, Febrero de 2006* (p. 9) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2006c). *Actividad del volcán Tungurahua, Marzo de 2006* (p. 10) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2006d). *Actividad del Volcán Tungurahua, Abril del 2006* (p. 15) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2006e). *Actividad del volcán Tungurahua, Mayo de 2006* (p. 11) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2006f). *Actividad del volcán Tungurahua, Junio de 2006* (p. 18) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2006g). *Actividad del Volcán Tungurahua, Octubre de 2006* (p. 20) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.

- IG-EPN. (2006h). *Actividad del volcán Tungurahua, Noviembre de 2006* (p. 20). Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2006i). *Actividad del volcán Tungurahua, Diciembre de 2006* (p. 16). Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2007a). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Mayo del 2007* (p. 19) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2007b). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Junio del 2007* (p. 18) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2007c). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Julio del 2007* (p. 17) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2007d). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Agosto del 2007* (p. 19) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2007e). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Noviembre del 2007* (p. 21) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2007f). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Diciembre del 2007* (p. 21) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2008a). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Enero del 2008* (p. 22) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2008b). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Febrero del 2008* (p. 27) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2008c). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Marzo del 2008* (p. 21) [Institucional]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2010). *Actividad del Volcán Tungurahua, Mayo de 2010* (Reporte mensual) (p. 27). Recuperado de: Quito, Ecuador: Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2010a). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Febrero de 2010* (p. 37) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2010b). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua,, Mayo de 2010* (p. 27) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2011). *Resumen Mensual Actividad del Volcán Tungurahua, Febrero 2011* (p. 28). Quito, Ecuador: Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2011a). *Actividad del Volcán Tungurahua, Febrero 2011* (p. 28) [Reporte anual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2011b). *Resumen Mensual Actividad del volcán Tungurahua, Abril 2011* (p. 34). Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2011c). *Actividad del volcán Tungurahua, Mayo 2011* (p. 32) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.

- IG-EPN. (2011d). *Actividad del volcán Tungurahua, Noviembre de 2011* (p. 37) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2011e). *Actividad del volcán Tungurahua, Diciembre de 2011* (p. 31) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IG-EPN. (2012a). *Actividad del volcán Tungurahua, Marzo de 2012* (p. 28) [Reporte mensual]. Instituto Geofísico, Escuela Politécnica Nacional.
- IGM (2014). Obtención de cartografía escala 1:5.000 y generación de cartografía básica oficial escala 1:25.000 a nivel nacional. Quito, Ecuador: Instituto Geográfico Militar.
- Instituto Geofísico - EPN. (s.f.). Recuperado el 10 de enero de 2020, de <http://igepn.edu.ec/red-de-observatorios-vulcanologicos-rovig>
- Ishihara, K. (1985). Dynamical analysis of volcanic explosion. *Journal of Geodynamics*, 3(3–4), 327–349. doi:10.1016/0264-3707(85)90041-9
- James, M. R., & Varley. (2012). Identification of structural controls in an active lava dome with high resolution DEMs: Volcán de Colima, Mexico. *Geophysical Research Letters*, 39, 6. doi: 10.1029/2012GL054245
- James, T. D., Murray, T., Barrand, N. E., & Barr, S. L. (2006). Extracting photogrammetric ground control from LIDAR DEMS for change detection. *The Photogrammetric Record*, 21(116), 312–328.
- Jaya, D., Le Pennec, J.-L., Troncoso, L., & Samaniego, P. (2003). Depósitos y magnitud de un evento explosivo mayor asociado al colapso del volcán Tungurahua en el Holoceno. *Quintas Jornadas en Ciencias de la Tierra*, Quito, 82-84.
- Jones, L. K., Kyle, P. R., Oppenheimer, C., Frechette, J. D., & Okal, M. H. (2015). Terrestrial Laser Scanning observations of geomorphic changes and varying lava lake levels at Erebus volcano, Antarctica. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 295, 43–54. doi: .1016/j.jvolgeores.2015.02.011
- Karátson, D. (2014). Composite Volcano. In H. Hargitai & Á. Kereszturi, *Encyclopedia of Planetary Landforms* (pp. 1–15). New York, NY: Springer New York. doi:10.1007/978-1-4614-9213-9_62-1
- Kelfoun, K., Samaniego, P., Palacios, P., & Barba, D. (2009). Testing the suitability of frictional behaviour for pyroclastic flow simulation by comparison with a well-constrained eruption at Tungurahua volcano (Ecuador). *Bulletin of Volcanology*, 71(9), 1057–1075. doi: 10.1007/s00445-009-0286-6
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, R., Brooks, B., Vargas, R. B., Lauría, E., & Fortes, L. P. S. (2003). The Nazca–South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*, 16(2), 125–131. doi:10.1016/S0895-9811 (03)00028-2
- Kennan, L., & Pindell, J. L. (2009). Dextral shear, terrane accretion and basin formation in the Northern Andes: best explained by interaction with a Pacific-derived Caribbean Plate?

- Geological Society, London, Special Publications*, 328(1), 487–531.
doi:10.1144/SP328.20
- Kereszturi, G., & Németh, K. (2013). Monogenetic Basaltic Volcanoes: Genetic Classification, Growth, Geomorphology and Degradation. En *Updates in Volcanology—New Advances in Understanding Volcanic Systems* (p. 89). InTech.
- Kervyn, M., Kervyn, F., Goossens, R., Rowland, S. K., & Ernst, G. G. J. (2007). Mapping volcanic terrain using high-resolution and 3D satellite remote sensing. *Geological Society, London, Special Publications*, 283, 5–30. doi: 10.1144/SP283.2
- Kim, K., Lees, J. M., & Ruiz, M. C. (2014). Source mechanism of Vulcanian eruption at Tungurahua Volcano, Ecuador, derived from seismic moment tensor inversions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 20. doi: 10.1002/2013JB010590
- Kolberg, J. (1989). Erupciones del Tungurahua. Recuperado de: Defensa Civil Ecuador.
- Konecny, G. (2003). *Geoinformation: Remote sensing, photogrammetry and geographic information systems*. London, UK: Taylor & Francis.
- Kumagai, H., Palacios, P., Ruiz, M. C., Yepes, H., & Kozono, T. (2011). Ascending seismic source during an explosive eruption at Tungurahua volcano, Ecuador, 5. doi:10.1029/2010GL045944.
- Lagmay, M. A., Pyle, D. M., Dade, B., & Oppenheimer, C. (1999). Control of crater morphology on flow path direction of Soufrière-type pyroclastic flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B4), 7169-7181. doi: 10.1029/1998JB900105
- Le Pennec, J.-L. (2013). A Devastating Plinian Eruption at Tungurahua Volcano Reveals Formative Occupation at ~1100 cal BC in Central Ecuador. *Radiocarbon*, 55(3–4). doi:10.2458/azu_js_rc.55.16225
- Le Pennec, J.-L., Jaya, D., Samaniego, P., Ramón, P., Moreno Yáñez, S., Egred, J., & van der Plicht, J. (2008). The AD 1300–1700 eruptive periods at Tungurahua volcano, Ecuador, revealed by historical narratives, stratigraphy and radiocarbon dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 176(1), 70–81. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2008.05.019
- Le Pennec, J.-L., Ramón, P. A., Bablon, M., Bernard, B., Samaniego, P., Mothes, P., Hall, M., Vallejo Vargas, S., & Hidalgo, S. (2019). *Intra-workshop Field Trip: Multiple growth and collapse of Tungurahua volcano*.
- Le Pennec, J.-L., Ramón, P., Robin, C., & Almeida, E. (2016). Combining historical and 14 C data to assess pyroclastic density current hazards in Baños city near Tungurahua volcano (Ecuador). *Quaternary International*, 394, 98–114. doi:10.1016/j.quaint.2015.06.052

- Le Pennec, J.-L., Ruiz, G. A., Ramón, P., Palacios, E., Mothes, P., & Yepes, H. (2012). Impact of tephra falls on Andean communities: The influences of eruption size and weather conditions during the 1999–2001 activity of Tungurahua volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217–218, 91–103. doi:10.1016/j.jvolgeores.2011.06.011
- Le Pennec, J.-L., Samaniego, P., Philip, J., Hall, M. L., Molina, I., Robin, C., Mothes, P., Yepes, H., Ramón, O., Monzier, M., & Egred, J. (2005). *Los peligros volcánicos asociados con el volcán Tungurahua* (2a ed., Vol. 1). Quito, Ecuador: Corporación Editora Nacional, IE EPN, IRD.
- Ley, R. G. (1986). Accuracy assessment of digital terrain models (Vol. 1, pp. 455–464). Presentado en the Hardware, Data Capture and Management Techniques, London, UK: AutoCarto London.
- Li, Z., Zhu, Q., & Gold, C. (2005). *Digital terrain modeling: principles and methodology*. New York: CRC Press.
- Lipman, P. W. (1997). Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin of Volcanology*, 59(3), 198–218. doi:10.1007/s004450050186
- Litherland, M., Aspden, J. A., & Jemielita, R. A. (1994). The metamorphic belts of Ecuador. Overseas Memoir of the British Geological Survey 11.
- Litherland, Martin. (1987). *First annual report (for 1987-1988) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador*. British Geological Survey (BGS).
- Lockwood, J. P., & Hazlett, R. W. (2010). *Volcanoes Global Perspectives* (1a. ed.). Oxford, UK: Wiley-Blackwell.
- Lonsdale, P. (1978). Ecuadorian subduction system (Vol. 62, pp. 2454–2477). AAPG Bulletin.
- Lonsdale, P. (2005). Creation of the Cocos and Nazca plates by fission of the Farallon plate. *Tectonophysics*, 404(3–4), 237–264. doi:10.1016/j.tecto.2005.05.011
- Maccaferri, F., Richter, N., & Walter, T. R. (2017). The effect of giant lateral collapses on magma pathways and the location of volcanism. *Nature Communications*, 11. doi: 10.1038/s41467-017-01256-2
- Macedonio, G., Dobran, F., & Neri, A. (1994). Erosion processes in volcanic conduits and application to the AD 79 eruption of Vesuvius. *Earth and Planetary Science Letters*, 121; 137-152.
- MAGAP. (s.f.). Atributos de las geoformas, asignación de atributos y sistema de validación (Institucional). Quito, Ecuador: Ministerio de Agricultura, Ganadería, Acuacultura y Pesca. Recuperado el 24 de enero de 2019, de http://metadatos.sigtierras.gob.ec/pdf/Metodologia_Geomorfologia_16122015.pdf

- Major, J. J., Dzurisin, D., Schilling, S. P., & Poland, M. P. (2009). Monitoring lava-dome growth during the 2004–2008 Mount St. Helens, Washington, eruption using oblique terrestrial photograph. *Earth and Planetary Science Letters*, 286, 243–254. doi: 10.1016/j.epsl.2009.06.034
- Manconi, A., Longpré, M.-A., Walter, T. R., Troll, V. R., & Hansteen, T. H. (2009). The effects of flank collapses on volcano plumbing systems. *Geological Society of America*, 37(12), 1099–1102. doi: 10.1130/G30104A.1
- Marsella, M., Baldi, P., Coltelli, M., & Fabris, M. (2012). The morphological evolution of the Sciara del Fuoco since 1868: reconstructing the effusive activity at Stromboli volcano. *Bulletin of Volcanology*, 74(1), 231–248. doi:10.1007/s00445-011-0516-6
- Marsella, M., Nardinocchi, C., Proietti, C., Daga, L., & Coltelli, M. (2014). Monitoring Active Volcanos Using Aerial Images and the Orthoview Tool. *Remote Sensing*, 6, 12166–12186. doi: 10.3390/rs61212166
- Marti, J., & Ernst, G. (2005). *Volcanoes and the Environment*. Cambridge University Press.
- Martin, H., Moyen, J.-F., Guitreau, M., Blichert-Toft, J., & Le Pennec, J.-L. (2014). Why Archaean TTG cannot be generated by MORB melting in subduction zones. *Lithos*, 198–199, 1–13. doi:10.1016/j.Lithos.2014.02.017
- Martínez, N. G. (1932). *Las Grandes Erupciones del Tungurahua de los años 1916-1918*. Quito, Ecuador: Imprenta Nacional.
- Matoza, R. S., Fee, D., & López, T. M. (2014). Acoustic Characterization of Explosion Complexity at Sakurajima, Karymsky, and Tungurahua Volcanoes. *Seismological Research Letters*, 85(6), 1187–1199. doi: 10.1785/0220140110
- McCormick, B. T., Herzog, M., Yang, J., Edmonds, M., Mather, T. A., Carn, S. A., ...Langmann, B. (2014). A comparison of satellite-and ground-based measurements of SO₂ emissions from Tungurahua volcano, Ecuador. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(7), 4264–4285.
- Meschede, M., & Barckhausen, U. (2000). Plate tectonic evolution of the Cocos-Nazca Spreading Center. doi:10.2973/odp.proc.sr.170.009.2000
- Michaud, F., Witt, C., & Royer, J.-Y. (2009). Influence of the subduction of the Carnegie volcanic ridge on Ecuadorian geology: Reality and fiction. *Geological Society of America Memoirs*, 204(0), 217–228. doi:10.1130/2009.1204(10)
- Molina, I. (2001). *Actividad pre-eruptiva del volcán Tugurahua* (Tesis pregrado). Universidad de Caldas, Manizales, Colombia. Recuperado de <https://es.scribd.com/document/48113730/CIMolina>
- Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., Fernandes, R. M. S., Diederix, H., ... Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes – A new

- GPS velocity field. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 76–91. doi:10.1016/j.jsames.2018.11.002
- Moreno, S. Y. (2017). De la diosa volcánica a Nuestra Señora de Agua Santa. Mitos y rituales en la Tungurahua, Ecuador. En *El concepto de lo sagrado en el mundo Andino Antiguo: espacios y elementos pan-regionales* (Vol. 1, pp. 100–125). Pontificia Universidad Católica del Ecuador, Facultad de Ciencias Humanas, Escuela de Antropología.
- Morrissey, M., & Mastin, L. G. (2000). Vulcanian eruptions. En *Encyclopedia of volcanoes* (H. Sigurdsson, Vol. 1, pp. 463–475). San Diego, CA: Academic Press.
- Mothes, P. A., Hall, M., Knapp, G., Villalba, M., Alvarado, A., Isaacson, J.,... Villalba, F. (1998). *Actividad volcánica y pueblos Precolombinos en el Ecuador*. Quito, Ecuador: Abya-Yala.
- Mothes, P. A., Yepes, H. A., Hall, M. L., Ramón, P. A., Steele, A. L., & Ruiz, M. C. (2015). The scientific–community interface over the fifteen-year eruptive episode of Tungurahua Volcano, Ecuador. *Journal of Applied Volcanology*, 4(1). doi:10.1186/s13617-015-0025-y
- Mothes, P. A., Yepes, H., Ruiz, M., Molina, C., Ramón, P., & Hall, M. (2001). Reactivación y vigilancia intensiva del volcán Tungurahua-Ecuador: perspectivas y objetivos. In *Tungurahua: Un año después* (pp. 11–19). Quito, Ecuador: FLACSO.
- Muñoz, L. (2013). Cálculo del RMSE vertical del Modelo de Elevación de Superficie NEXTMap® World 30 DSM vs. La Red Geodésica de Primer Orden de Costa Rica. *Geoinformática Latinoamérica*, 10.
- Myers, M. L., Geist, D. J., Rowe, M. C., Harpp, K. S., Wallace, P. J., & Dufek, J. (2014). Replenishment of volatile-rich mafic magma into a degassed chamber drives mixing and eruption of Tungurahua volcano. *Bulletin of Volcanology*, 76(11). doi: 10.1007/s00445-014-0872-0
- Nauret, F., Samaniego, P., Ancellin, M.-A., Tournigand, P.-Y., Le Pennec, J.-L., Vlastelic, I., Gannoun, A., Hidalgo, S., & Schiano, P. (2018). The genetic relationship between andesites and dacites at Tungurahua volcano, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 283–297. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.11.012
- NDEP, (National Digital Elevation Program). (2004). *Guidelines for Digital Elevation Data*. Recuperado de <http://giscenter.isu.edu/pdf/NDEPElevationGuidelinesVer1.pdf>
- Németh, K., & Martin, U. (2007). *Practical volcanology: lecture notes for understanding volcanic rocks from field based studies*. Budapest: Geological Institute of Hungary.
- Neri, M., Mazzarini, F., Tarquini, S., Bisson, M., Isola, I., Behncke, B., & Pareschi, M. T. (2008). The changing face of Mount Etna's summit area documented with Lidar technology. *Geophysical Research Letters*, 35(9). doi: 10.1029/2008GL033740

- Neuberg, J. W., Collinson, A. S. D., Mothes, P., Ruiz, M. C., & Aguaiza, S. (2018). Understanding cyclic seismicity and ground deformation patterns at volcanoes: Intriguing lessons from Tungurahua volcano, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 482, 193–200. doi: 10.1016/j.epsl.2017.10.050
- Nocquet, J.-M., Villegas-Lanza, J. C., Chlieh, M., Mothes, P. A., Rolandone, F., Jarrin, P., ... Yepes, H. (2014). Motion of continental slivers and creeping subduction in the northern Andes. *Nature Geoscience*, 7(4), 287–291. doi:10.1038/ngeo2099
- Nordyke, M. D. (1961). Nuclear craters and preliminary theory of the mechanics of explosive crater formation. *Journal of Geophysical Research*, 66(10), 3439–3459. doi:10.1029/JZ066i010p03439
- Norton, G. E., Watts, R. B., Voight, B., Mattioli, G. S., Herd, R. A., Young, S. R., ... Sparks, R. S. J. (2002). Pyroclastic flow and explosive activity at Soufrière Hills Volcano, Montserrat, during a period of virtually no magma extrusion (March 1998 to November 1999).
- NSSDA. (1998). *Geospatial Positioning Accuracy Standards Part 3: National Standard for Spatial Data Accuracy* (p. 28). Recuperado de Washington, EE.UU: Federal Geographic Data Committee.
- Ordóñez, M. I., & Cepeda, H. (1997). Morphological changes of the active cone of Galeras volcano, Colombia, during the last century. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 77(1-4), 71-87. doi: 10.1016/S0377-0273(96)00087-X
- Ortiz, H. D., Johnson, J. B., Ramón, P. G., & Ruiz, M. C. (2018). Using infrasound waves to monitor tropospheric weather and crater morphology changes at Volcán Tungurahua, Ecuador. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 349, 205–216. doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.11.001
- Paine, D. P., & Kiser, J. D. (2012). *Aerial Photography and Image Interpretation* (3a. ed.). John Wiley & Sons, Inc.
- Parfitt, E. A. (2004). A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 134(1–2), 77–107. doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.01.002
- Parfitt, E. A., & Wilson, L. (2008). *Fundamentals of physical volcanology*. Malden, MA: Blackwell Pub.
- Parra, R., Bernard, B., Narváez, D., Le Pennec, J.-L., Hasselle, N., & Folch, A. (2016). Eruption Source Parameters for forecasting ash dispersion and deposition from vulcanian eruptions at Tungurahua volcano: Insights from field data from the July 2013 eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 309, 1–13. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2015.11.001

- Patrick, M. R., Harris, A. J. L., Ripepe, M., Dehn, J., Rothery, D. A., & Calvari, S. (2007). Strombolian explosive styles and source conditions: insights from thermal (FLIR) video. *Bulletin of Volcanology*, 69(7), 769–784. doi:10.1007/s00445-006-0107-0
- Pennington, W. D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and seismotectonics of northwestern South America. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10753–10770. doi:10.1029/JB086iB11p10753
- Polacci, M., Corsaro, R. A., & Andronico, D. (2006). Coupled textural and compositional characterization of basaltic scoria: Insights into the transition from Strombolian to fire fountain activity at Mount Etna, Italy. *Geology*, 34(3), 201. doi:10.1130/G22318.1
- Pratt, W. T., Duque, P., & Ponce, M. (2005). An autochthonous geological model for the eastern Andes of Ecuador. *Tectonophysics*, 399(1–4), 251–278. doi:10.1016/j.tecto.2004.12.025
- Quihao, W. (2010). *Remote Sensing and GIS Integration: Theories, Methods and Applications* (1a. ed.). USA: McGraw-Hill.
- Rader, E., Geist, D., Geissman, J., Dufek, J., & Harpp, K. (2015). Hot clasts and cold blasts: thermal heterogeneity in boiling-over pyroclastic density currents. *Geological Society, London, Special Publications*, 396(1), 67–86. doi: 10.1144/SP396.16
- Ramón, P. A., & Yepes, H. (2007). *Tungurahua volcano 2006 eruptions, experiences from scientists responsible for early warnings*. Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional.
- Reyes Benítez, P. S. (2006). El Complejo Ofiolítico Peltetec y su relación con las unidades metamórficas Jurásicas de la Cordillera Real (Pregrado). Escuela Politécnica Nacional, Quito, Ecuador.
- Reyes, Ó. E. (2001). *Baños del Tungurahua desde sus orígenes al cabildo* (1a. ed.). Ambato, Tungurahua: Casa de la Cultura Ecuatoriana.
- Roche, O., Phillips, J., & Kelfoun, K. (2013). Pyroclastic density currents (Chapter 10) - Modeling Volcanic Processes. En *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism* (pp. 203–229). Cambridge: Cambridge University Press.
- Romero, J. E., Douillet, G. A., Vallejo Vargas, S., Bustillos, J., Troncoso, L., Díaz Alvarado, J., & Ramón, P. (2017). Dynamics and style transition of a moderate, Vulcanian-driven eruption at Tungurahua (Ecuador) in February 2014: Pyroclastic deposits and hazard considerations. *Solid Earth*, 8(3), 697–719. doi: 10.5194/se-8-697-2017
- Rosi, M., Pistolesi, M., Bertagnini, A., Landi, P., Pompilio, M., & Di Roberto, A. (2013). Chapter 14 Stromboli volcano, Aeolian Islands (Italy): present eruptive activity and hazards. *Geological Society, London, Memoirs*, 37(1), 473–490. doi: /10.1144/M37.14
- Rothery, D. (2010). *Volcanoes, Earthquakes And Tsunamis: Teach Yourself*. Hachette UK.

- Rouwet, D. (2011). A photographic method for detailing the morphology of the floor of a dynamic crater lake: The El Chichón case (Chiapas, Mexico). *Limnology*, 12(3), 225–233. doi: 10.1007/s10201-011-0343-7
- Ruiz, G. M. H., Seward, D., & Winkler, W. (2007). Evolution of the Amazon Basin in Ecuador with Special Reference to Hinterland Tectonics: Data from Zircon Fission-Track and Heavy Mineral Analysis. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 58, pp. 907–934). Elsevier. doi:10.1016/S0070-4571(07)58036-2
- Ruiz, M. C., Lees, J. M., & Johnson, J. B. (2005). Source constraints of Tungurahua volcano explosion events. *Bulletin of Volcanology*, 68(5), 480–490. doi:10.1007/s00445-005-0023-8
- Sallarès, V., & Charvis, P. (2003). Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galapagos Volcanic Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 214(3–4), 545–559. doi:10.1016/S0012-821X(03)00373-X
- Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., Bialas, J., & the SALIERI Scientific Party. (2005). Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot. *Geophysical Journal International*, 161(3), 763–788. doi:10.1111/j.1365-246X.2005.02592.x
- Samaniego, P., Le Pennec, J.-L., Robin, C., & Hidalgo, S. (2011). Petrological analysis of the pre-eruptive magmatic process prior to the 2006 explosive eruptions at Tungurahua volcano (Ecuador). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 199(1–2), 69–84. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.10.010
- Scarth, A. (1994). *Volcanoes: An Introduction*. London, UK: UCL Press. Recuperado de <http://public.ebookcentral.proquest.com/choice/publicfullrecord.aspx?p=165607>
- Schenk, T. (2005). *Introduction to Photogrammetry*, 100.
- Schilling, S. P., Thompson, R. A., Messerich, J. A., & Iwatsubo, E. Y. (2008). Use of digital aerophotogrammetry to determine rates of lava dome growth, Mount St. Helens, Washington, 2004–2005. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1750, 145–167.
- Schneider, D. J., Vallance, J. W., Wessels, R. L., Logan, M., & Ramsey, M. S. (s/f). Use of Thermal Infrared Imaging for Monitoring Renewed Dome Growth at Mount St. Helens, 2004. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 1750, 13.
- Self, S., Wilson, L., & Nairn, I. A. (1979). Vulcanian eruption mechanisms. *Nature*, 277(5696), 440–443. doi:10.1038/277440a0
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H., & Stix, J. (2015). *The Encyclopedia of Volcanoes* (2a. ed.). Elsevier Inc.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., & McNutt, S. (1999). *Encyclopedia of Volcanoes* (1a. ed.). Academic Press.

- Spampinato, L., Calvari, S., Oppenheimer, C., & Boschi, E. (2011). Volcano surveillance using infrared cameras. *Earth-Science Reviews*, 106(1–2), 63–91. doi: 10.1016/j.earscirev.2011.01.003
- Sparks, R., Bursik, M., Carey, S., Gilbert, J., Glaze, L., Sigurdsson, H., & Woods, A. (1997). Volcanic plumes. John Wiley & Sons, Inc.
- Spikings, R. A., Crowhurst, P. V., Winkler, W., & Villagomez, D. (2010). Syn- and post-accretionary cooling history of the Ecuadorian Andes constrained by their in-situ and detrital thermochronometric record. *Journal of South American Earth Sciences*, 30(3–4), 121–133. doi:10.1016/j.jsames.2010.04.002
- Spikings, R., Cochrane, R., Villagomez, D., Van der Lelij, R., Vallejo, C., Winkler, W., & Beate, B. (2015). The geological history of northwestern South America: from Pangaea to the early collision of the Caribbean Large Igneous Province (290–75Ma). *Gondwana Research*, 27(1), 95–139. doi:10.1016/j.gr.2014.06.004
- Steffke, A. M., Fee, D., Garces, M., & Harris, A. (2010). Eruption chronologies, plume heights and eruption styles at Tungurahua Volcano: Integrating remote sensing techniques and infrasound. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(3–4), 143–160. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.03.004
- Steffke, A. M., Fee, D., Garcés, M., & Harris, A. (2010). Eruption chronologies, plume heights and eruption styles at Tungurahua Volcano: Integrating remote sensing techniques and infrasound. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193(3–4), 143–160. doi:10.1016/j.jvolgeores.2010.03.004
- Stübel, A. (2004). *Las montañas volcánicas del Ecuador: retratadas y descritas geológica-topográficamente*. Quito: Banco Central del Ecuador [u.a.].
- Sulpizio, R., Dellino, P., Doronzo, D. M., & Sarocchi, D. (2014). Pyroclastic density currents: state of the art and perspectives. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 283, 36–65. doi:10.1016/j.jvolgeores.2014.06.014
- Thiele, S. T., Varley, N., & James, M. R. (2017). Thermal photogrammetric imaging: A new technique for monitoring dome eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 337, 140–145. doi: j.jvolgeores.2017.03.022
- Tournigand, P. P.-Y., de Stage, M., Pennec, J.-L. L., & Bernard, J. (2013). *Incorporation de matière solide par érosion dans les écoulements pyroclastiques: Le cas des nuées de février 2012 au Tungurahua, Equateur* (Volcan Etude granulométrique Ecoulement 2012, p. 26) [Informe de investigación]. Université Blaise Pascal.
- Trenkamp, R., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., & Mora, H. P. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(2), 157–171. doi:10.1016/S0895-9811(02)00018-4

- Troncoso, L., Le Pennec, J.-L., Jaya, D., Vallée, A., Mothes, P., Arrais, S., & Jornadas en Ciencias de la Tierra, 6., Quito (ECU), 2006/11/22-24. (2006). Depósitos de caída de ceniza producidos durante las erupciones del volcán Tungurahua, 14 de julio y 16 de agosto de 2006. *Memorias: sextas jornadas en ciencias de la tierra*, 181–188. <http://www.documentation.ird.fr/hor/fdi:010041569>
- USGS (1997), Standards For Digital Elevation Models, Department of the Interior, Washington, DC: United States Geological Survey.
- Valencia, J. (2010). Sistematización de prácticas para la gestión del riesgo por la erupción del volcán Tungurahua (p. 94).
- Valentine, G. A., White, J. D. L., Ross, P., Amin, J., Taddeucci, J., Sonder, I., & Johnson, P. J. (2012). Experimental craters formed by single and multiple buried explosions and implications for volcanic craters with emphasis on maars. *Geophysical Research Letters*, 39(20). doi:10.1029/2012GL053716
- Vallejo, S. (2012). *Calibration of volcanic flow simulations using thermal images: The 4th and 9th December 2010 eruption of Tungurahua volcano (Ecuador)* [Máster]. Universidad Blaise Pascal.
- Vallejo, S., Naranjo, F., Yepes, H., Hidalgo, S., Anzieta, J., Bernard, B., ... Douillet, G. A. (2014). The Vulcanian eruption of February 1st, 2014 at Tungurahua volcano, Ecuador, 2.
- Vásconez, F. (2018). Manual para determinar la diferencia de volumen a partir de dos modelos digitales de elevación (DEMs).
- Vergnolle, S., & Manga, M. (1999). Hawaiian and Strombolian Eruptions. En *Encyclopedia of Volcanoes*.
- Vitturi, M., Clarke, A. B., Neri, A., & Voight, B. (2008). Effects of conduit geometry on magma ascent dynamics in dome-forming eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 272(3–4), 567–578. doi:10.1016/j.epsl.2008.05.025
- Vollmer, M., & Mollmann, K.-P. (2010). *Infrared Thermal Imaging: Fundamentals, Research and Applications*. Weinheim, Germany: WILEY-VCH.
- Walter, T. R., Legrand, D., Granados, H. D., Reyes, G., & Arámbula, R. (2013a). Volcanic eruption monitoring by thermal image correlation: Pixel offsets show episodic dome growth of the Colima volcano. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118, 1408–1419. doi: 10.1002/jgrb.50066
- Walter, T. R., Ratdomopurbo, A., Subandriyo, Aisyah, N., Sri Brotopuspito, K., Salzer, J., & Lühr, B. (2013b). Dome growth and coulée spreading controlled by surface morphology, as determined by pixel offsets in photographs of the 2006 Merapi eruption. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 261, 121–129. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2013.02.004

- Wechsler, S. P., & Kroll, C. N. (2006). Quantifying DEM Uncertainty and its Effect on Topographic Parameters. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72(9), 1081–1090. doi:10.14358/PERS.72.9.1081
- Wechsler, S. P., & Kroll, C. N. (2006). Quantifying DEM Uncertainty and its Effect on Topographic Parameters. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 72(9), 1081–1090. doi: 10.14358/PERS.72.9.1081
- Wilson, C. J. N., & Houghton, B. F. (2000). Pyroclastic fall deposits. En *Encyclopedia of Volcanoes* (1a. ed., pp. 555–570). London: Academic Press.
- Winkler, W., Villagómez, D., Spikings, R., Abegglen, P., Tobler, S., & Egüez, A. (2005). The Chota basin and its significance for the inception and tectonic setting of the inter-Andean depression in Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1), 5–19. doi:10.1016/j.jsames.2004.06.006
- Woods, A. W., & Bower, S. M. (1995). The decompression of volcanic jets in a crater during explosive volcanic eruptions. *Earth and Planetary Science Letters*, 131, 189–205.
- Wright, H. M. N., Cashman, K. V., Mothes, P. A., Hall, M. L., Ruiz, A. G., & Le Pennec, J.-L. (2012). Estimating rates of decompression from textures of erupted ash particles produced by 1999-2006 eruptions of Tungurahua volcano, Ecuador. *Geology*, 40(7), 619–622. doi:10.1130/G32948.1
- Yepes, H., Audin, L., Alvarado, A., Beauval, C., Aguilar, J., Font, Y., & Cotton, F. (2016). A new view for the geodynamics of Ecuador: Implication in seismogenic source definition and seismic hazard assessment: Ecuador Geodynamics and PSHA. *Tectonics*, 35(5), 1249–1279. doi:10.1002/2015TC003941.

Anexos

ANEXO A. Colección de imágenes aéreas visuales y térmicas disponible del cráter del volcán Tungurahua.

ANEXO B. SCRIPT en R para calcular la precisión horizontal de un DEM y la precisión vertical de un DEM.

ANEXO C. SCRIPT en R para estimar la variación de altura y volumen.

ANEXO D. Histogramas del error vertical de los DEMs fotogramétricos.

Anexo A

Fechas entre el 2000 y 2016 de los sobrevuelos al volcán Tungurahua y número de imágenes visuales disponibles. Las filas de color azul señalan las fechas para las que no se tienen imágenes térmicas.

Año	Mes	Día	Resolución Espacial	Número de imágenes	Total, por año
2000	Enero	05	1147 x 1462	2	2
2001	No se realizaron sobrevuelos				
2002	Diciembre	03	2048 x 1536	8	8
2003	Marzo	17	2048 x 1536 320 x 240	22	74
		20		13	
	Diciembre	02		12	
		03		27	
2004	Marzo	30	2048 x 1536 320 x 240	21	43
	Octubre	25		22	
2005	Marzo	18	2048 x 1536 320 x 240	17	47
	Abril	28		17	
	Noviembre	17		13	
2006	Mayo	16	3072 x 2048	4	8
		18	2560 x 1920	2	
	Agosto	25	320 x 240	2	
2007	Mayo	29	2048 x 1536 2052 x 1536 3072 x 2048 2560 X 1920 320 x 240	11	41
	Julio	03		5	
	Agosto	01		6	
	Septiembre	17		9	
	Noviembre	01		2	
	Diciembre	18		8	
2008	Enero	09	3008 x 2000 3072 x 2048 2048 x 1536 2560 X 1920 320 x 240	2	34
	Febrero	05		5	
	Marzo	01		2	
		29		1	
	Abril	03		3	
		08		10	
	Agosto	28		6	
Septiembre	20	5			
2009	Mayo	08	2048 x 1536	10	163
		28	3072 x 2048	1	
	Octubre	16	3264 x 2448	31	
	Noviembre	15	4752 x 3168	23	
		17	320 x 240	98	
2010	Enero	13	4752 x 3168 320 x 240	7	96
	Marzo	15		10	
	Julio	12		3	
	Septiembre	04		10	
	Noviembre	19		7	
		23		59	

Año	Mes	Día	Resolución Espacial	Número de imágenes	Total, por año
2011	Febrero	19	3072 x 2048 3264 x 2448 4752 x 3168 1600 x 1200	6	32
	Marzo	17		3	
		18		11	
	Mayo	19		6	
	Octubre	12		6	
2012	Abril	13	3264 x 2448	4	34
	Agosto	20	4752 x 3168	25	
	Noviembre	28	1600 x 1200	5	
2013	Septiembre	20	4752 x 3168 3072 x 2048	11	26
	Noviembre	07		8	
		19		2	
Diciembre	23	5			
2014	Octubre	17	4752 x 3168	11	21
	Diciembre	11		4	
15		6			
2015	Noviembre	05	4000 x 3000 4752 x 3168	23	76
	Diciembre	03		53	
2016	Octubre	07	21	52	
		17	10		
	Diciembre	21	21		
TOTAL				757	

Fechas entre el 2002 y 2016 de los sobrevuelos al volcán Tungurahua y número de imágenes térmicas disponibles. Las filas naranjas señalan las fechas en que no se tienen imágenes visuales. Fuente: Elaboración propia.

Año	Mes	Día	Número de imágenes	Total, por año
2002	Diciembre	03	6	6
2003	Marzo	17	22	58
		20	8	
	Diciembre	02	12	
		03	16	
2004	Marzo	30	23	42
	Octubre	25	19	
2005	Marzo	18	25	89
	Abril	28	35	
	Noviembre	17	29	
2006	Mayo	16	98	176
		18	29	
	Agosto	25	49	
2007	Mayo	05	67	303
		29	42	
	Julio	03	19	

Año	Mes	Día	Número de imágenes	Total, por año
	Agosto	01	50	
	Septiembre	17	53	
	Noviembre	01	38	
	Diciembre	18	34	
2008	Febrero	05	35	278
	Marzo	01	53	
		29	63	
	Abril	08	68	
	Agosto	28	29	
Septiembre	20	30		
2009	Mayo	08	50	151
		28	28	
	Octubre	16	10	
	Noviembre	15	28	
17		35		
2010	Enero	13	51	376
	Marzo	16	53	
	Julio	12	53	
	Septiembre	04	55	
	Octubre	22	44	
	Noviembre	19	37	
23		83		
2011	Febrero	17	9	166
		19	32	
	Marzo	17	23	
		21	18	
	Mayo	19	22	
	Julio	14	31	
	Agosto	19	17	
Octubre	12	14		
2012	Abril	13	10	85
	Junio	04	25	
	Agosto	20	33	
	Noviembre	28	17	
2013	Agosto	23	39	54
	Septiembre	20	15	
2014	Octubre	17	40	40
2015	Noviembre	05	68	103
	Diciembre	03	35	
2016	Octubre	07	23	67
		17	19	
	Diciembre	21	25	
TOTAL			1994	

Anexo B

SCRIPT en R para calcular la precisión horizontal de un MDE

```
1 # Instalar los paquetes en R: spdep, sp, foreign, mapproj, rgdal, raster, rgeos.
2 library(spdep)
3 library(sp)
4 library(foreign, mapproj, rgdal, raster, rgeos)
5 Indicador <-rgdal::readOGR("Precision_DEM2008xy.shp") # Lectura del shapefile con las coordenadas (x,y) del DEM de referencia y fotogramétrico
6 obsx <-Indicador$Real_x # Asignar una variable a la columna que contiene las coordenadas X para el DEM de referencia
7 estx <-Indicador$DEM_2008x # Asignar una variable a la columna que contiene las coordenadas X para el DEM fotogramétrico
8 obsy <-Indicador$Real_y # Asignar una variable a la columna que contiene las coordenadas Y para el DEM de referencia
9 esty <-Indicador$DEM_2008y # Asignar una variable a la columna que contiene las coordenadas Y para el DEM fotogramétrico
10 difx <-obsx - estx # Diferencia entre los valores X
11 dify <-obsy - esty # Diferencia entre los valores Y
12 rmsex<-sqrt(mean((difx)^2, na.rm = TRUE)) # RMSE del componente X
13 rmsey<-sqrt(mean((dify)^2, na.rm = TRUE)) # RMSE del componente Y
14 rmser<-sqrt((rmsex)^2 + (rmsey)^2) # RMSE horizontal (para X, Y en conjunto)
15 if (rmsex == rmsey) {precr<- 1.7308*rmser} else {precr<- 1.22385*(rmsex +rmsey)} # Precisión NSSDA horizontal al 95% de nivel de confianza
16 cbind (rmsex,rmsey,rmser,precr) # Tabla final con los resultados en la consola
```

SCRIPT en R para calcular la precisión vertical de un MDE

```
1 # Instalar los paquetes en R: spdep, sp, foreign, mapproj, rgdal, raster, rgeos.
2 library(spdep)
3 library(sp)
4 library(foreign, mapproj, rgdal, raster, rgeos)
5 Indicador <-rgdal::readOGR("Precision_DEM2008z.shp") # Lectura del shapefile con los valores en z para el DEM de referencia y fotogramétrico
6 obsz <-Indicador$Real_z # Asignar una variable a la columna que contiene los valores observados o reales: DEM de referencia
7 estz <-Indicador$Dem_2008z # Asignar una variable a la columna de valores del DEM a evaluar: DEM fotogramétrico
8 difz <-obsz - estz # Diferencia de la altitud entre los mismos puntos del DEM de referencia y fotogramétrico
9 n<-length(difz) # Tamaño de la muestra
10 minz<-round(min(difz)) # Calculo de la diferencia mínima redondeada
11 maxz<-round(max(difz)) # Calculo de la diferencia máxima redondeada
12 rmsez<-sqrt(mean((difz)^2, na.rm = TRUE)) # Calculo del RMSE vertical
13 precz<- qnorm(.975)*rmsez # Calculo de la precisión NSSDA vertical al 95% de nivel de confianza.
14 hist(difz,xlim=c(minz, maxz),main= "Histograma",xlab="Error vertical (metros)",ylab="Frecuencia", col="60") #Histograma general del error vertical
15 cbind (n,minz,maxz,rmsez,precz) # Tabla final de resultados en la consola
```


Anexo C

SCRIPT en R para estimar la variación de altura y volumen

```
1 # Instalar los paquetes en R: spdep, sp, foreign, maptools, rgdal, raster, rgeos.
2 library(spdep)
3 library(sp)
4 library(foreign, maptools,rgdal,raster,rgeos)
5 DEM <-rgdal::readOGR("var2008_2012.shp") # Lectura del archivo guardado en formato shapefile con una sola columna [grid_code]
6 vart<-(DEM$grid_code) #Asignar una variable a la columna "grid_code"
7 maxt<-max(vart) #Calculo de la máxima variación de altura entre el año 2012 y 2008
8 mint<-min(vart) #Calculo de la mínima variación de altura entre el año 2012 y 2008
9 meant<-mean(vart) #Calculo de variación de altura en promedio entre el año 2012 y 2008
10 pos<-vart[vart>0] # Asignar una variable a todas las variaciones de altura positivas (material depositado).
11 neg<-vart[vart<0] # Asignar una variable a todas las variaciones de altura negativas (material erosionado).
12 Depo<-(sum(pos)*25) #Calculo del volumen depositado entre 2012 y 2008 en m3. Tamaño de celda 5 x 5 m, según la resolución utilizada
13 Ero<-(sum(neg)*25) # Calculo del volumen erosionado entre 2012 y 2008 en m3. Tamaño de celda 5 x 5 m, según la resolución utilizada
14 Neto<-(Depo+Ero) #Calculo del volumen neto entre el año 2012 y 2008
15 vc1<-vart[DEM$grid_code < 0 & DEM$grid_code >= -25] # Asignar una variable a los valores que se encuentra en la clase 1,[-25 m; 0 m]
16 mean1<-mean(vc1) # Variación de altura promedio en la clase 1
17 vol1<-sum(vc1) #Volumen erosionado en m3 para la clase 1
18 vc2<-vart[DEM$grid_code > 0 & DEM$grid_code< 20] # Asignar una variable a los valores que se encuentra en la clase 2, [0 m; 20 m]
19 mean2<-mean(vc2) # Variación de altura en promedio en la clase 2
20 vol2<-sum(vc2) #Volumen depositado en m3 para la clase 2
21 vc3<-vart[DEM$grid_code >= 20 & DEM$grid_code < 40] # Asignar una variable a los valores que se encuentra en la clase 3,[20 m; 40 m]
22 mean3<-mean(vc3) # Variación en promedio de altura en la clase 3
23 vol3<-sum(vc3) #Volumen depositado en m3 para la clase 3
24 vc4<-vart[DEM$grid_code >= 40] # Asignar una variable a los valores que se encuentra en la clase 4,[>= 40 m].
25 mean4<-mean(vc4) # Variación de altura en promedio en la clase 4
26 vol4<-sum(vc4) #Volumen depositado en m3 para la clase 4
27 cbind(mean1,vol1) # Resultados de la clase 1 en la consola
28 cbind(mean2,vol2) # Resultados de la clase 2 en la consola
29 cbind(mean3,vol3) # Resultados de la clase 3 en la consola
30 cbind(mean4,vol4) # Resultados de la clase 4 en la consola
31 cbind(maxt,mint,meant,Depo,Ero,Neto) # Resultados de la variación de altura y volumen entre el DEM de 2012 y 2008 en la consola|
```

Modificado de: Vásquez, 2018

Anexo D

MDE fotogramétrico del 2008

Tamaño de muestra (N): 150

RMSE_z = 12.68 m

Desviación estándar = 12.66 m

Precisión vertical NSSDA (95.0%) = ± 24.85 m

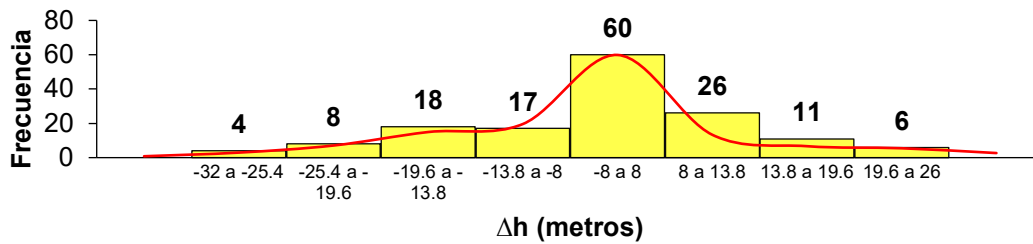
Precisión horizontal NSSDA (95.0%) = ± 0.45 m

RMSE_x = 0 m

RMSE_y = 0.37 m

RMSE_r = 0.37 m

Histograma del error vertical (Δh), diferencia de alturas entre el DEM 2008 BID y el DEM fotogramétrico del 2008



Clases (m)	Frecuencia	Porcentaje
de -31.2 a -25.4	4	3%
de -25.4 a -19.6	8	5%
de -19.6 a -13.8	18	12%
de -13.8 a -8	17	11%
de -8 a 8	60	40%
de 8 a 13.8	26	17%
de 13.8 a 19.6	11	7%
de 19.6 a 25.4	6	4%

MDE fotogramétrico del 2009

Tamaño de muestra (N): 150

RMSE_z = 46.10 m

Desviación estándar = 38.73 m

Precisión vertical NSSDA (95.0%) = ± 90.35 m

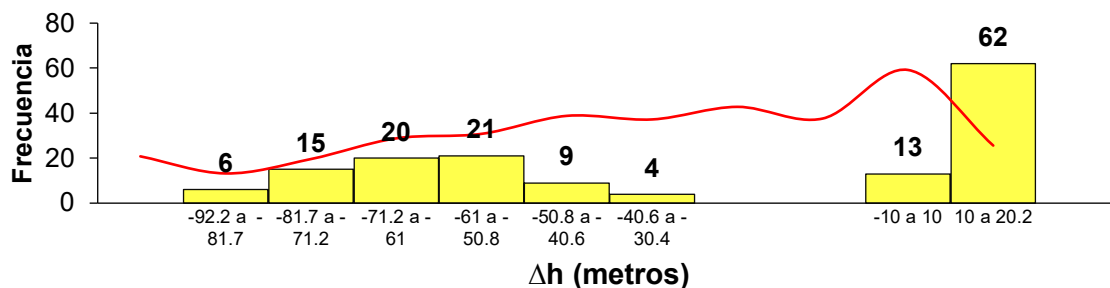
Precisión horizontal NSSDA (95.0%) = ± 3.97 m

RMSE_x = 2.82 m

RMSE_y = 0.42 m

RMSE_r = 2.85 m

Histograma del error vertical (Δh), diferencia de alturas entre el DEM 2008 BID y el DEM fotogramétrico del 2009



Clases (m)	Frecuencia	Porcentaje
de -92.2 a -81.7	6	4%
de -81.7 a -71.2	15	10%
de -71.2 a -61	20	13%
de -61 a -50.8	21	14%
de -50.8 a -40.6	9	6%
de -40.6 a -30.4	4	3%
de -30.4 a -20.2	0	0%
de -20.2 a -10	0	0%
de -10 a 10	13	9%
de 10 a 20.2	62	41%

MDE fotogramétrico del 2016

Tamaño de muestra (N): 150

RMSE_z = 13.09 m

Desviación estándar = 11.54 m

Precisión vertical NSSDA (95.0%) = ± 25.66 m

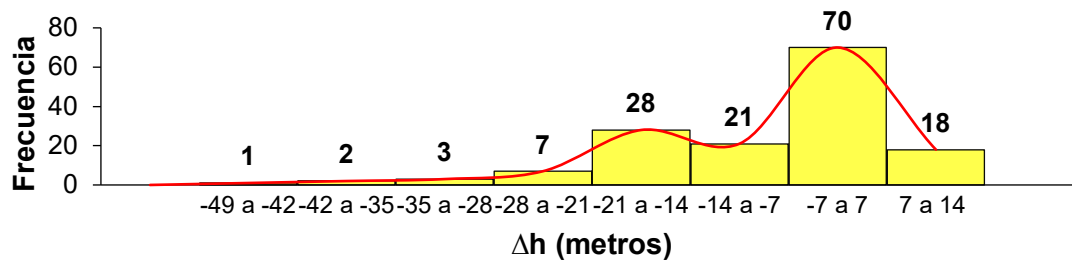
Precisión horizontal NSSDA (95.0%) = ± 4.86 m

RMSE_x = 2.47 m

RMSE_y = 1.51 m

RMSE_r = 2.89 m

Histograma del error vertical (Δh), diferencia de alturas entre el DEM del Dr. Benjamín Bernard del 2018 y el DEM fotogramétrico del 2016



Clases (m)	Frecuencia	Porcentaje
de -49 a -42	1	1%
de -42 a -35	2	1%
de -35 a -28	3	2%
de -28 a -21	7	5%
de -21 a -14	28	19%
de -14 a -7	21	14%
de -7 a 7	70	47%
de 7 a 14	18	12%