

A manera de hipótesis, la actividad que se presentó en el volcán Turrialba entre el 2009 y 2010 ocurre producto del sobrecalentamiento y consecuente presurización del sistema hidrotermal ya sea por un posible ascenso de un pequeño cuerpo magmático y sus gases en profundidad o bien, un mejor intercambio de calor entre el cuerpo magmático antiguo y el sistema hidrotermal a consecuencia del rompimiento del sello de este cuerpo (Soto & Mora, en prensa). No obstante, no hay información suficiente para corroborar uno u otro caso. Adicionalmente, este proceso coincide también con el inicio la época seca en Costa Rica, luego de lluvias intensas al final de la época lluviosa, lo cual podría ser un elemento que pudo haber coadyuvado con el aumento de la actividad observado, debido a un aumento de agua en el sistema, y una oferta mayor de vapor.

CAPÍTULO 5: LOS PELIGROS VOLCÁNICOS EN EL TURRIALBA

No todos los volcanes se comportan similar (tienen su “volcanalidad”: cf. Soto & Alvarado, 2006, p. 268), y para efectos de vigilancia y peligro potencial no es lo mismo un volcán con actividad eruptiva continua y sostenida, como el volcán Arenal entre 1968-2010, que un volcán con actividad exhalativa prolongada como el Turrialba, o bien volcanes ubicados a lo largo de sistemas fisurales (conos piroclásticos El Armado y Tiendilla, en el flanco SW del Turrialba).

Con los avances de las ciencias y la tecnología presentes, aún en momentos de crisis, los vulcanólogos se enfrentan con una serie de dilemas, tales como el pronóstico de la actividad del volcán, la metodología de trabajo a elegir y la comunicación con los agentes sociales y gubernamentales. Además, es prácticamente imposible disponer de un recuento con todas las erupciones de un volcán. No obstante, debe al menos intentarse la identificación de los períodos de actividad que pueden asociarse con ciclos evolutivos del volcán. Cuando pueden caracterizarse estos ciclos, y especialmente el último de los acaecidos, se está en las mejores condiciones para elaborar modelos realmente útiles para la mitigación del riesgo volcánico.

Las erupciones volcánicas varían en tipo, magnitud y duración, no solamente de un volcán a otro, sino en un mismo volcán durante períodos breves o largos. La frecuencia de las erupciones también varía desde volcanes que mantienen una actividad eruptiva periódica por decenas e incluso miles de años, mientras que otros se activan solamente durante intervalos de cientos a miles de años.

Para el caso del Turrialba, se han evaluado los aspectos de estratigrafía y geología destacados previamente, los mapas asimismo mencionados en la introducción (Paniagua & Soto, 1986, 1988; Reagan, 1987; Jerez & Cline, 1990; Soto & Paniagua, 1992; Reagan et al., 2006; Alvarado, 2006; Soto & Alvarado, 2008 y Soto et al., 2010), así como los mapas mostrados por la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) en su cibernético (www.cne-go-cr). El mapa regional de la CNE se muestra en la Figura 38.

5.1. Peligros volcánicos, volcán Turrialba

Los trabajos mencionados han identificado los siguientes peligros volcánicos en el Turrialba:

- La salida y dispersión de gases a la atmósfera, en particular por los vientos que soplan hacia el oeste, y en otros casos hacia el sureste, este y norte. Y la lluvia ácida producida por la mezcla de los gases con la lluvia y neblina.
- Caída balística de bloques, que por su dinámica afectarían posibles áreas en un radio de algunos kilómetros alrededor del volcán. Pueden ser expulsados en ángulos cercanos a la vertical, o en ángulos bajos.
- Caída de piroclastos, que implican tres escenarios típicos.
 - 1) Erupciones freáticas, como las observadas en fases de los últimos 2 mil años (ver Figuras 19 y 20).
 - 2) Erupciones magmáticas (estrombolianas-vulcanianas), como la de 1864-66, con columnas de cenizas de unos 5-10 km de altura, con volúmenes discretos del orden de millones a decenas de millones de m³ de material eruptado.
 - 3) Erupciones subplinianas (por ejemplo la de hace 2 ka, figuras 13, 15, 17), con columnas del orden de 10-20 km, y con un volumen eruptado ~0,2 km³ (cf. Reagan et al., 2006).
- Flujos piroclásticos. Incluyen:
 - 1) aquellos asociados con el colapso de columnas de erupciones subplinianas o domos;
 - 2) los originados por colapso de columnas estrombolianas –vulcanianas densas, como sería el caso de 1864-66;
 - 3) flujos de bloques y cenizas;
 - 4) por colapso de frentes de coladas de lava.
 - Se incluyen también las oleadas acompañantes, o bien generadas independientemente por explosiones freatomagmáticas.
- Apertura de bocas eruptivas laterales, y generación de lavas, como los de los conos adventicios El Armado y Tiendilla.

- Coladas de lava, de andesitas basálticas blocosas, de lento discurrir, y en general el rango basaltos-dacitas.
- Lahares, originados por lluvias intensas durante o después de períodos eruptivos intensos, que arrastran gran cantidad de lodo, arenas y rocas métricas.
- Deslizamientos y *debris avalanches*, por la caída gravitacional de un sector del edificio volcánico.
- Sismos volcánicos, particularmente por el ascenso de magma, pero también tectónicos en fallas cuspidales o cercanas a la cima.

5.1.1 La salida y dispersión de gases y lluvia ácida

Cuando el magma rico en gases disueltos llega cercano a la superficie, pierde la mayoría de sus gases, ya sea de forma pasiva o durante las explosiones. Los gases mayoritarios suelen ser vapor de agua (H_2O) y bióxido de carbono (CO_2), que suman más del 90 %. Otros son gases de azufre (sulfuro de hidrógeno: H_2S ; bióxido de azufre: SO_2), cloruro de hidrógeno (HCl), fluoruro de hidrógeno (HF), y menores como metano (CH_4), nitrógeno, argón, helio (N_2 , Ar , He).

La evacuación de los gases en los volcanes puede ocurrir de forma pasiva a través de fracturas en la estructura o edificio volcánico y emitido en forma difusa a través del suelo a la atmósfera, o bien centralizada en áreas fumarólicas intensas, a lo largo de fracturas o en las áreas pericratéricas o intracratéricas. Los gases magmáticos emitidos provienen de su exsolución del magma durante el ascenso desde cámaras magmáticas (profundas o someras) hasta la superficie, previo a erupciones, o bien a la desgasificación de magma almacenado con poco movimiento vertical.

Finalmente, durante el volcanismo explosivo, los gases o volátiles desempeñan un papel preponderante en el grado de explosividad, de modo que se considera que los volátiles son los que manejan el comportamiento general del volcanismo.

Durante los periodos intereruptivos de los volcanes, la desgasificación del magma acompañado de vapor de agua del entorno es uno de los fenómenos más comunes del volcanismo activo. Aparte del agua, el bióxido de carbono (CO_2) y los gases sulfurados (SO_2 y H_2S) son los más comunes emanados de los volcanes, así como cantidades menores de cloro, flúor, helio, metano, monóxido de carbono, radón, hidrógeno, argón y boro (Cl, F, He, NH_4 , CO, Ra, H, Ar, B) (cf. Wallace & Anderson, 2000; Delmelle & Stix, 2000).

La mezcla de los gases ácidos emitidos con la humedad ambiental y las nubes, sobre todo en ambientes tropicales, promueven la formación de nubes ácidas y su consecuente precipitación como lluvia ácida ($\text{pH} < 5,6$). En Costa Rica, varios volcanes han mantenido largos periodos de desgasificación intensa sobre todo desde sus cráteres cuspidales, en diferentes periodos de la historia reciente, como son el Turrialba, el Rincón de la Vieja, el Poás y el Turrialba (Figura 39). En los tres últimos, la actividad exhalativa ha afectado severamente el entorno biótico en sus áreas más proximales, pues los gases y la lluvia ácida, empujados por el viento han quemado o dañado el bosque, en estos casos principalmente hacia el occidente, que es hacia donde soplan los vientos predominantes en Costa Rica en todo el año.

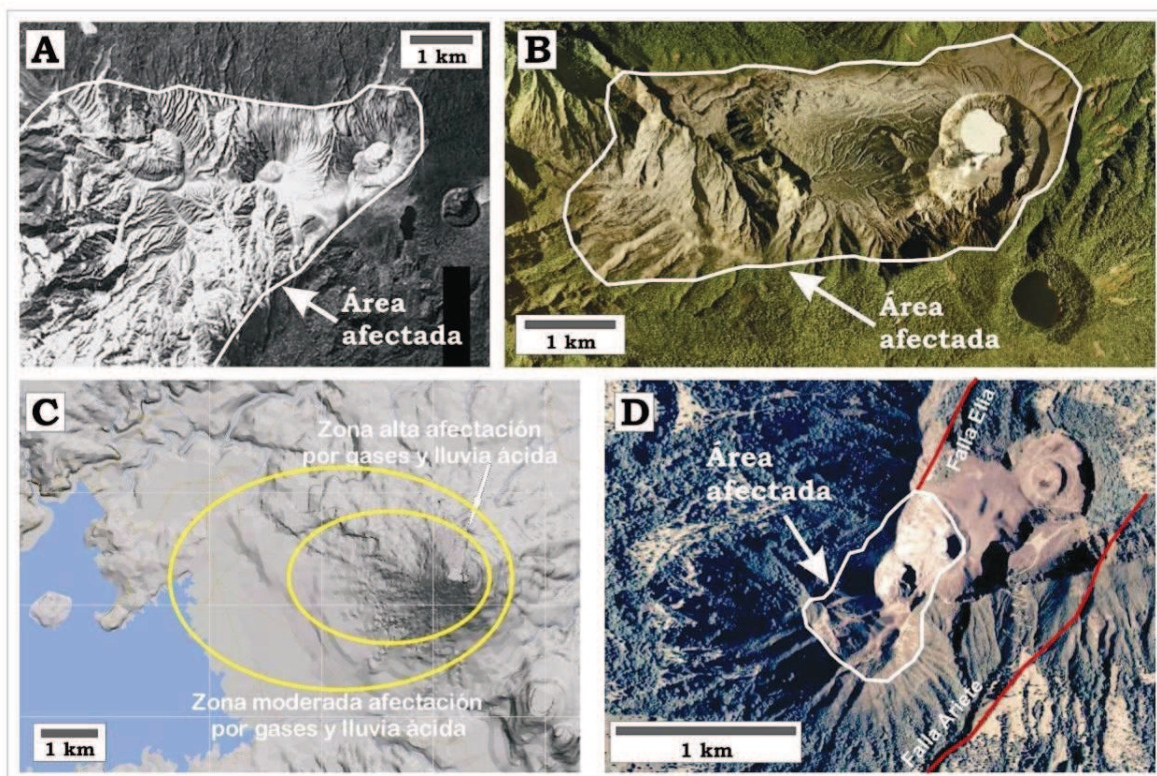


Figura 39: Algunos volcanes de Costa Rica con afectación por gases y lluvia ácida. Se muestran las áreas más severamente afectadas. A: Rincón de la Vieja (foto de la década de 1970). B: Poás (foto de 1998). C: Arenal (Tomado de Soto & Sjöbohm, 2005). D: Turrialba (foto de 1998). Fotos aéreas de A, B y D del Instituto Geográfico Nacional. El norte está hacia arriba en todas las imágenes. Tomado de Soto & Mora (en prensa).

A pesar de que la salida de gases y la lluvia ácida son eventos volcánicos de baja peligrosidad, prevalecen por periodos usualmente largos (de meses hasta años o décadas), y entonces sus efectos se tornan muy dañinos o crónicos, sobre todo en los bosques o terrenos agrícolas aledaños y en el caso de fauna y habitantes, con frecuencia causan su emigración.

Este breve trabajo pretende analizar los antecedentes de las emisiones gaseosas del volcán Turrialba, en particular durante los últimos años, caracterizar los productos y delimitar las áreas de influencia de los gases y la lluvia ácida.

Antes y después de la última erupción (1864-1866), el volcán mostró una intensa actividad fumarólica. Desde antes de 1723, el volcán echaba “humo”, y hay testimonios escritos de los años 1847, 1853, 1855 y 1861, donde se le describe

expulsando gases y hasta “llamaradas”. El primer científico que lo visitó fue el geólogo alemán Karl von Seebach en 1864, y meses después hizo erupción, que él describió con algún detalle. La erupción se prolongó por casi dos años, entre setiembre de 1864 y febrero de 1866. La ceniza llegó a caer en San José, Atenas, gran parte del Valle Central Occidental y hasta en Puntarenas, aunque no en grandes cantidades. Esta fue la última del volcán, y desde ese entonces ha mantenido una actividad fumarólica, cuya temperatura se mantuvo cerca de los 90 °C.

El poblado de Turrialba (la ciudad de hoy) surgió hacia 1890, con la construcción del ferrocarril, como lugar de paso y pernoctación (Bedoya, 2004). Es por eso que los turrialbeños no recuerdan haber visto nunca al volcán como lo ven recientemente, pues la anterior actividad exhalativa intensa y erupción sucedieron un cuarto de siglo antes del inicio del pueblo.

La actividad fumarólica se ha intensificado desde 1996, marcadamente desde el 2003 y dramáticamente desde el 2007. Desde marzo del 2007 se ha observado un incremento del área cubierta por las fumarolas, su presión de salida y temperatura, y de la sismicidad en el área del volcán. Hay sismicidad relacionada con el sistema hidrotermal y movimientos de fluidos desde julio del 2007 hasta el presente. Luego, la crisis freática-fumarólica que ocurrió en enero del 2010, con erupción de ceniza no magmática a través de la nueva boca fumarólica abierta (Figura 28).

Desde el 2007, el penacho de gases se había hecho más alto, llamativo y visible desde varios puntos del Valle Central Oriental. Desde enero del 2010, una vez abierta la boca fumarólica, la salida de los gases (a alta temperatura de entre 500-700 °C, de la cual se estima se emanan varias centenas de toneladas de gases diariamente) se ha centralizado allí, y los penachos de gases, más vigorosos y de mayor presión, suben a la atmósfera y son visibles desde muchos lugares del Valle Central Occidental, Oriental y la Zona Caribe (Figura 40).

La altura y robustez del penacho depende principalmente de las condiciones atmosféricas, como la temperatura ambiente, que permite mayor o menor condensación de vapor de agua, la presencia o no de nubes y la consiguiente

visibilidad por ellas, y de la altura y velocidad de los vientos predominantes. Estos varían en el transcurso del día y estacionalmente (Figuras 40 y 41).

El penacho de gases se puede seguir en algunas ocasiones a través de imágenes satelitales, en color real, infrarrojo, o bien en línea a través de satélites seguidores de SO_2 (como el OMI), según se ve en la figura 42.

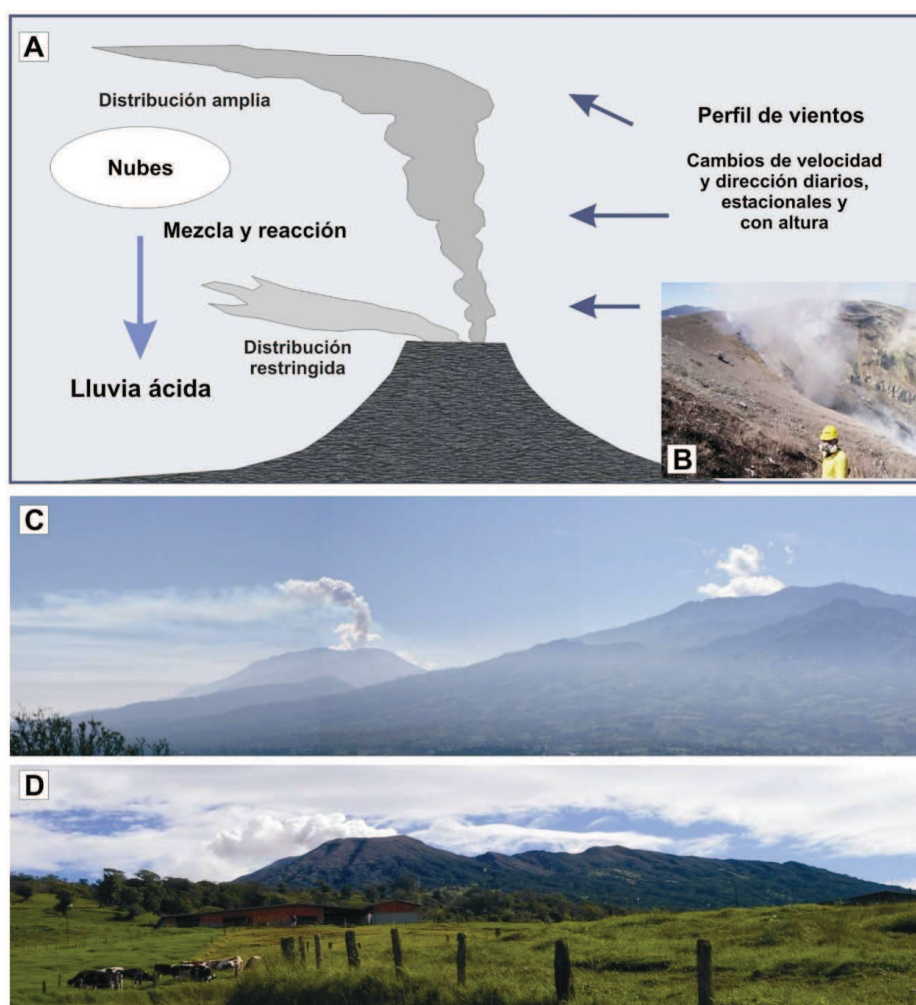
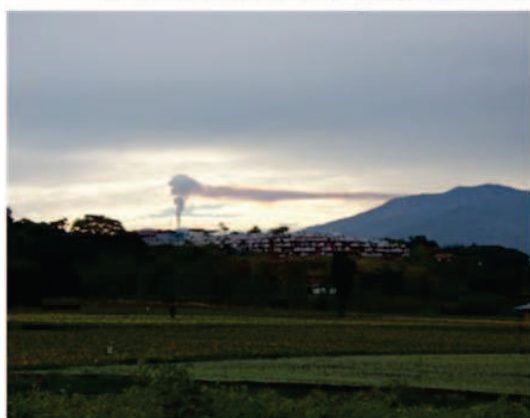


Figura 40: Proceso de desgasificación en la cima del volcán Turrialba. A: Condiciones cambiantes del penacho de gases según el perfil de vientos predominantes, que varían según hora, estación y altura, y por lo tanto se distribuyen diferentemente en el tiempo. B: La nueva boca fumarólica instalada en enero del 2010. C: Ejemplo de penacho alto (el de la izquierda. A la derecha, el Irazú con nubes) con amplia distribución y visible desde vastas áreas (foto de Raúl Mora desde San Rafael de Heredia, 08-04-2010). D: Ejemplo de penacho rasero sobre el cráter visible casi solo desde las cercanías del volcán (foto de G.J. Soto desde La Pastora, 11-06-2010). Tomado de Soto (2010).



2010-04-14, Las Cañas, Heredia, hacia el sureste



2010-06-07, Las Cañas, Heredia, hacia el oeste

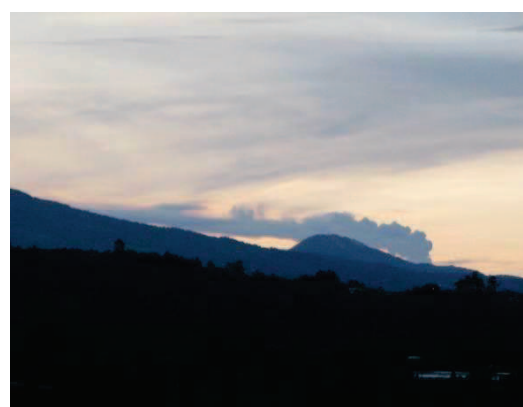


Figura 41: Diferentes vistas de la actividad exhalativa del Turrialba, en diferentes momentos, cuya orientación depende de los vientos predominantes. Arriba a la izquierda, 2010-04-14, foto Daniela Herra desde Heredia, se ve el penacho hacia el sur-sureste. Arriba a la derecha, 2010-06-07, foto del Ing. Luis Rodríguez U. (cortesía de G.E. Alvarado) desde Belén (cortesía de Guillermo Alvarado), hacia el oeste. Medio a la izquierda, 2010-06-21, foto Lepolt Linkimer desde Turrialba, hacia el este-sureste. Medio a la derecha, 2010-08-24, foto La Nación desde San José, hacia el oeste. Abajo a la izquierda, 2011-03-09, foto Gerardo J. Soto desde La Esperanza, hacia el sureste. Abajo a la derecha, 2011-07-04, foto Aristides Alfaro desde Grecia, hacia el oeste.

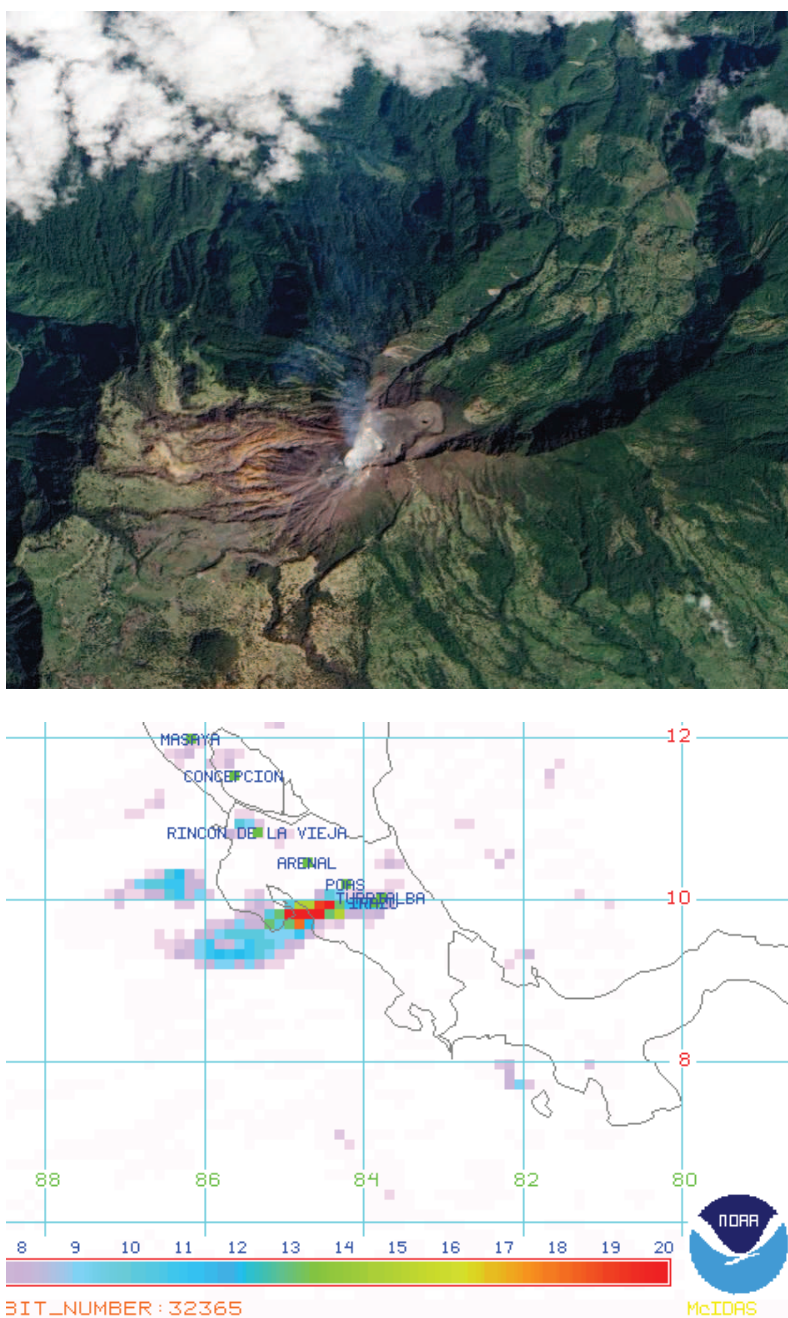


Figura 42: Arriba, imagen satelital del volcán Turrialba del 21 de enero del 2010, que muestra el penacho dirigido hacia el norte (Cortesía de NASA, disponible en línea en: http://earthobservatory.nasa.gov/images/imagerecords/42000/42425/turrialba_ali_2010021_lrg.jpg). Abajo, imagen satelital de OMI, producido por la NOAA estadounidense, del 15 de agosto del 2010, que muestra la concentración de SO₂ en la atmósfera alta (Imagen 2010-08-15, 1858 UTC, adquirible en línea: <ftp://toms.gsfc.nasa.gov/pub/omi/images>). Estas imágenes no siempre se pueden obtener, pues dependen del clima, particularmente de la nubosidad.

Los gases emanados del volcán entre 1998 y 2009 se pueden caracterizar con base en los datos publicados por Vaselli et al. (2010) y Hilton et al. (2010). Estos autores consideran que antes del 2001 las emanaciones eran netamente hidrotermales, entre 2001 y 2007 una mezcla con gases magmáticos y desde el 2007 predominan los gases magmáticos. No es posible, sin embargo, establecer si hay magma en ascenso o corresponde con un almacenamiento profundo (5 o más kilómetros) en desgasificación. Los datos sismológicos parecen sustentar la segunda hipótesis.

De tal manera, aparte del sempiterno alto contenido de agua, entre 1998 y 2001 predominaba el CO₂ (950-990 mil partes por millón: ppm) y había H₂S (1-10 mil ppm). Del 2001 al 2007 apareció SO₂ (2 a 25 mil ppm) de fuente magmática, y del 2007 al 2008 bajó el CO₂ (hasta 680 mil ppm) y subió el SO₂ (230 mil ppm), el H₂S (35-62 mil ppm), el HCl (9 mil ppm) y el HF (10-20 mil ppm).

No hay datos fehacientes para el 2010, salvo algunos de Díaz et al. (2010), que se consideran no son de utilidad comparativa.

La mezcla de gases ácidos (SO₂ y Cl principalmente) con la humedad ambiental y las nubes han promovido la formación de nubes ácidas y su consecuente precipitación como lluvia ácida (pH<5,6), sobre todo en el sector occidental, debido a que los vientos regionales soplan desde el sector caribe (de E y ENE a W y WSW; Figuras 36 y 43).

Sin embargo, hay vientos que soplan en otras direcciones predominantes, con variaciones diurnas, estacionales y con respecto a la altura, como se mostró en parte en la Figura 40 y como se muestra en la Figura 44.

La Figura 45 muestra claramente cómo la lluvia ácida se orienta hacia el sector oeste y suroeste, arrastrada principalmente por los vientos alisios, pero también hacia el sureste, con base en los datos recopilados por el ICE, distribuidos electrónicamente y publicados en la ciberpágina de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE; <http://www.rsn.ucr.ac.cr/index.php/en/vulcanologia/semaforo-volcanico>). Se ve comparativamente, además, la distribución de lluvia ácida del 6 de enero del 2010 (Figura 46A) con distribución neta al oeste; del 18 enero del 2011 (Figura 46B)

con distribución al oeste, suroeste y sureste, y del 26 setiembre del 2011 (Figura 46 C) con distribución al oeste y sur-sureste, como ejemplos de diferentes direcciones predominantes.

Con base en los datos de la distribución de cenizas arrastradas por el viento en 1864-66 (ver más adelante), la ceniza fina distribuida por el viento en enero del 2010 (Soto et al., 2010) y estos mapas de lluvia ácida, es posible hacer extrapolaciones sobre las áreas expuestas a esta amenaza en el futuro, si el volcán continúa o incrementa su actividad exhalativa e incluso si llega a erupcionar. Estas proyecciones son indicadas asimismo por el mapa de la Figura 45.



Figura 43: Vistas del penacho de gases del Turrialba distribuido hacia el oeste (“normal”) del volcán. Arriba, vista desde La Esperanza, unos 4 km al suroeste del cráter activo, en marzo del 2011) Abajo, una vista desde el camino entre Capellades y La Pastora, unos 10 km al suroeste, en febrero del 2011.



Figura 44: Distribución del penacho de gases del volcán Turrialba hacia el sur-sureste ("anómalo), visto durante el atardecer de un día de marzo del 2011, desde La Esperanza, unos 4 km al suroeste del cráter activo.

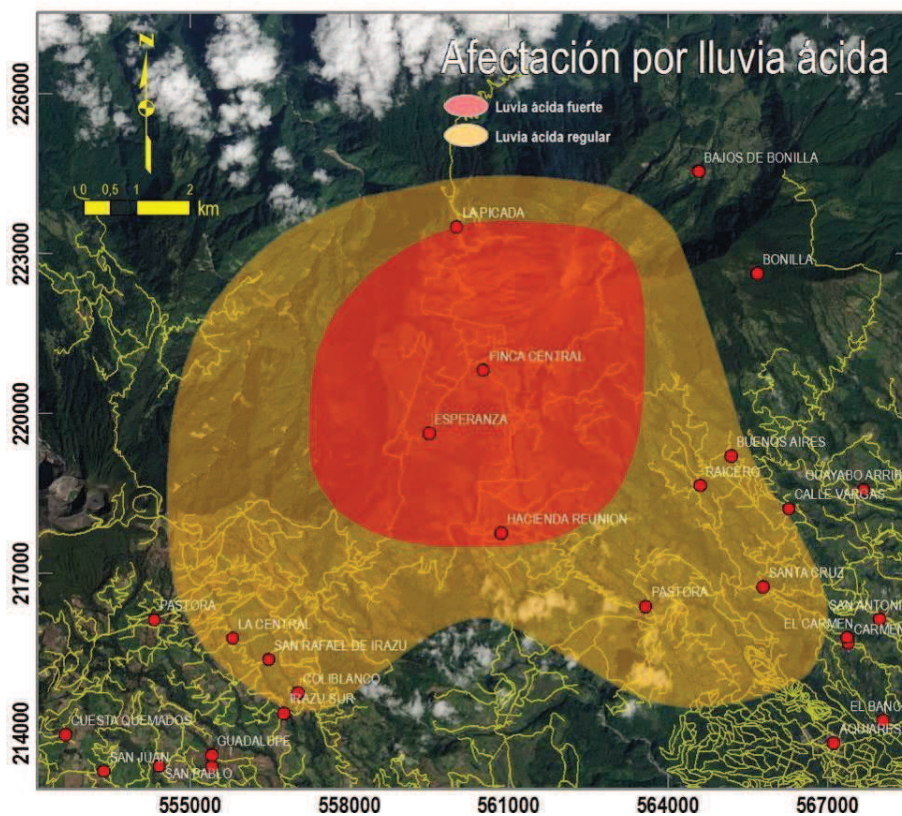


Figura 45: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba. La línea discontinua marca el área con lluvia ácida ocasional entre 2007-2011. La línea continua marca el área con lluvia ácida frecuente entre 2007-2011. Dibujado con base en los datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN.

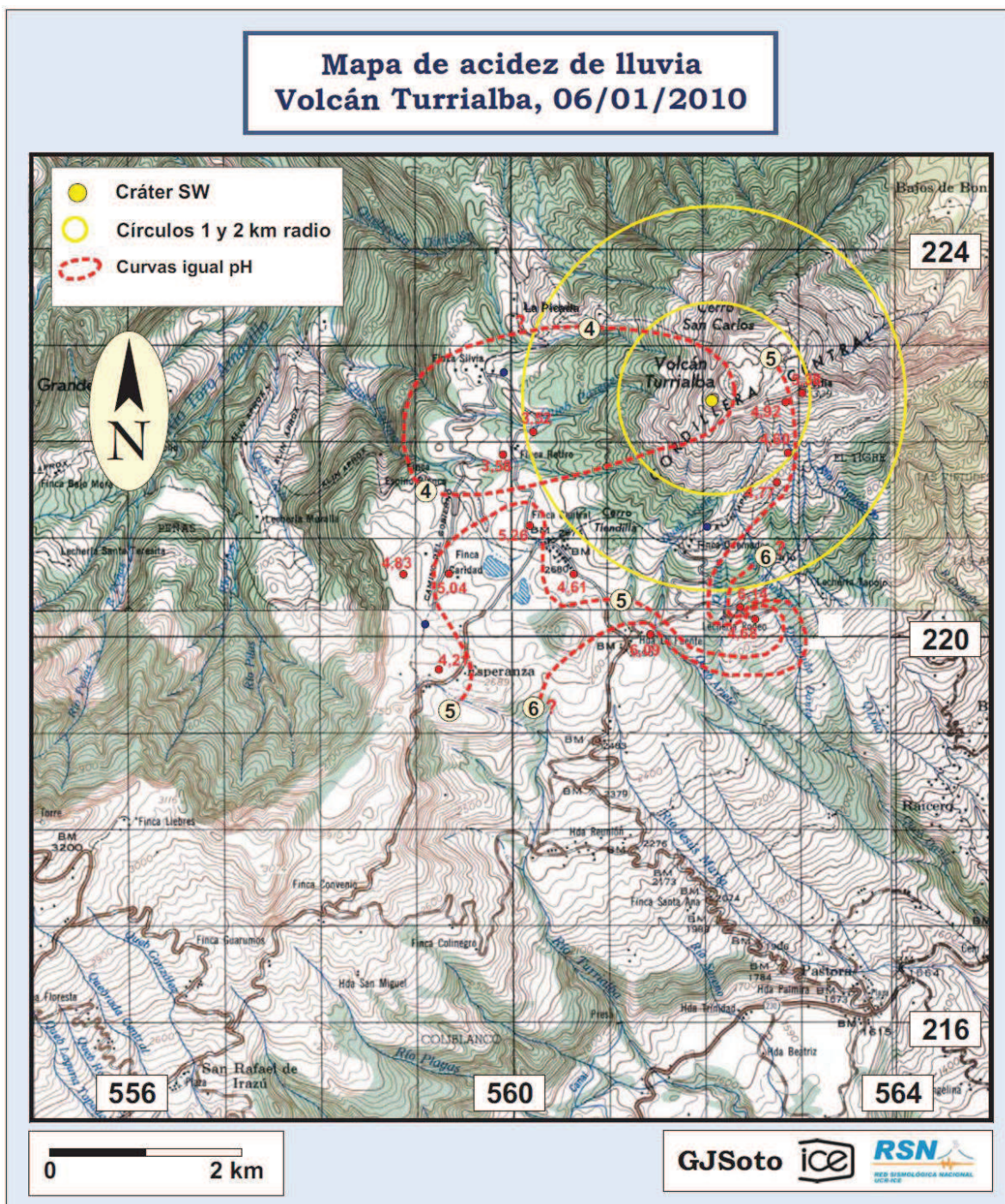


Figura 46A: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba, enero del 2010, hacia el oeste. Datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN (UCR-ICE).

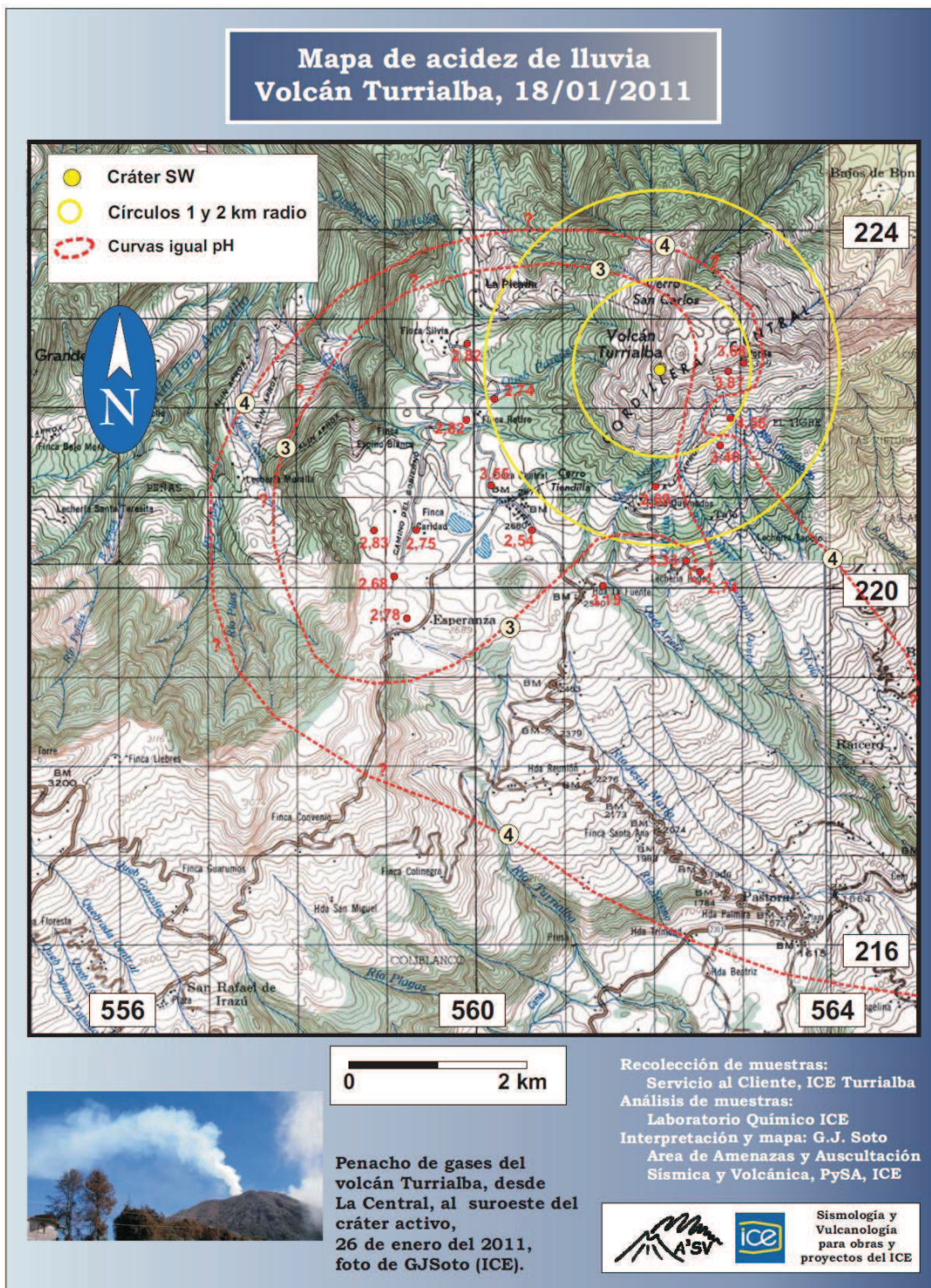


Figura 46B: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba, enero del 2011, hacia el oeste, suroeste y sureste. Datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN (UCR-ICE).

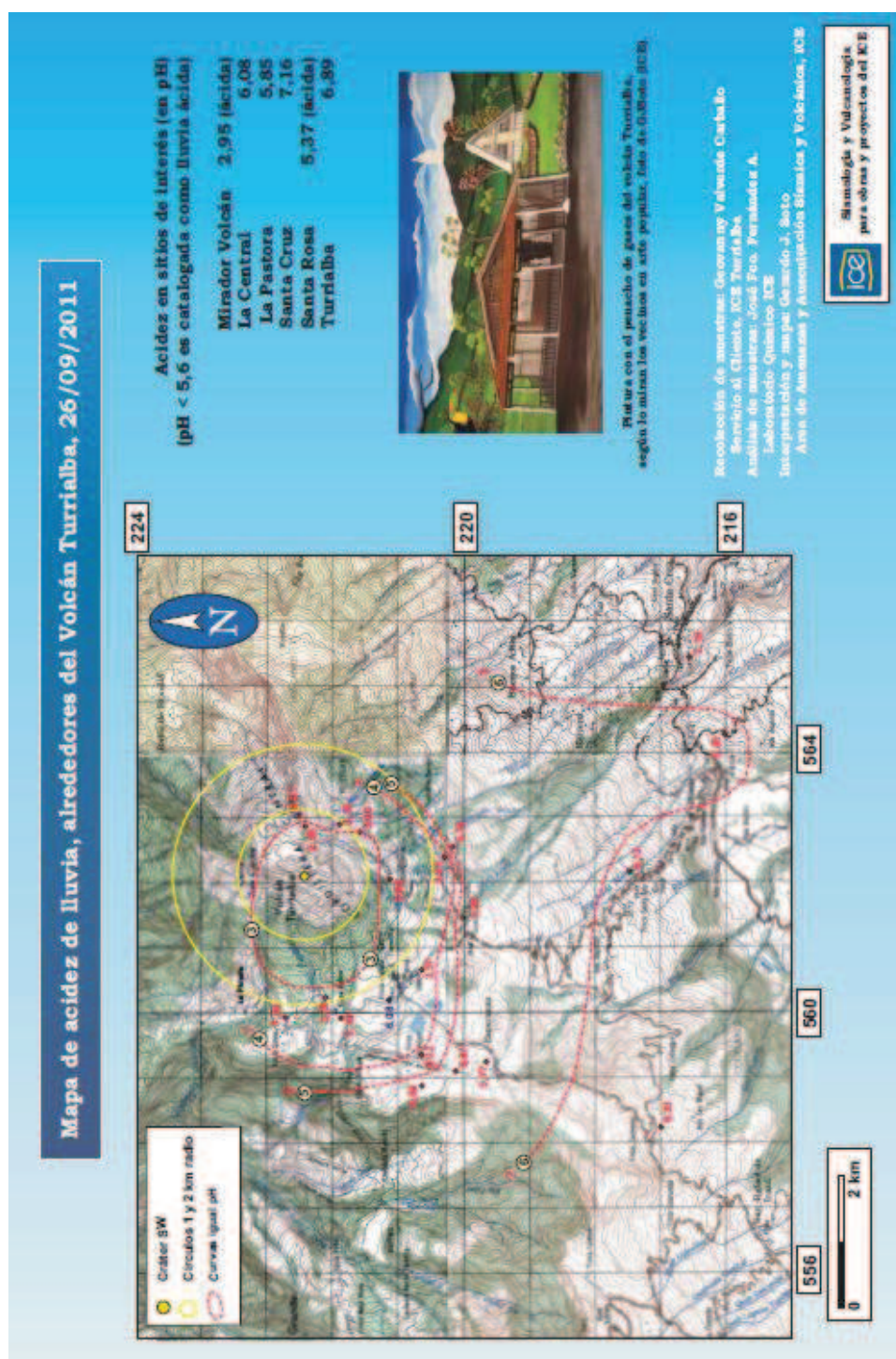


Figura 46C: Distribución de lluvia ácida en los alrededores del volcán Turrialba, setiembre del 2011, hacia el oeste y sur-sureste. Datos del ICE publicados en la ciberpágina de la RSN (UCR-ICE).

5.1.2. Caída balística de bloques

Al ocurrir explosiones volcánicas, se originan bloques y bombas de diversos tamaños, tanto del nuevo magma en erupción, como de las paredes que se rompen en la erupción, y que acompañan usualmente la salida de ceniza y lapilli, conocidos en su conjunto como tefra (Figura 47).

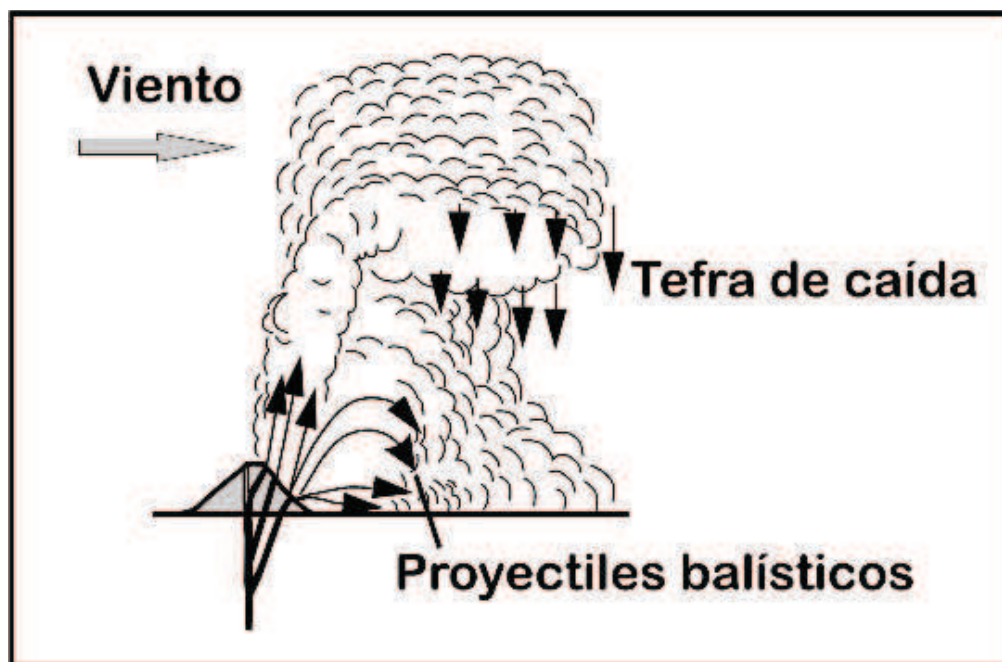


Figura 47: Eventos explosivos: tefras y bombardeo balístico.

Debido a que los bloques y bombas siguen trayectorias similares a las de balas de cañón, toman el nombre de balísticos, proceso que es muy importante en erupciones freáticas y estrombolianas, pero sobre todo en las vulcanianas o freatomagmáticas (McGetchin et al. 1972; Chouet et al., 1973, 1974; Yamagishi & Feebrey, 1994; Woods, 1995; Morisey & Mastin, 2000; Németh & Martin, 2007).

En los casos extremos de erupciones plinianas, pueden llegar hasta 10 km del centro de emisión, pero usualmente están restringidos a los 3 km de radio (Pfeiffer, 2001). Debido a su alta densidad, usualmente son destructivos en la periferia de los focos emisores (Artunduaga & Jiménez, 1997), y son de alto peligro para los humanos, como se verá más adelante. En muchas explosiones freáticas los bloques

balísticos son casi los productos exclusivos de la erupción, y aunque suelen estar restringidos a decenas o centenas de metros de distancia del sitio emisor (Marini et al., 1993), en algunos casos alcanza kilómetros, como veremos en el caso del Turrialba.

La velocidad inicial de bloques y bombas varían con la magnitud de la erupción. Vergnolle & Mangan (2000) establecen que para erupciones estrombolianas y hawaiianas, los ángulos de emisión suelen estar entre 45° y 75° con respecto a la horizontal, y las velocidades en el orden de 40-100 m/s. Para erupciones más violentas, como las vulcanianas, Morrisey & Mastin (2000) consideran que los bloques pueden alcanzar hasta unos 5 km y ponen de ejemplo el Arenal en 1968 (detalles de esta erupción se encuentran en Alvarado et al., 2006). Cálculos previos de velocidades de eyección no consideraron el factor del aire y el movimiento de las partículas, y tales autores han revisado las velocidades, de modo que estiman que las máximas velocidades de eyección andan en los rangos de 300-400 m/s para el Arenal en 1968 y 220-260 m/s para el Ngauruhoe en Nueva Zelanda en 1975.

En el Turrialba se han observado bloques balísticos a diferentes distancias de los cráteres (Figuras 48, 49 y 50). Con base en las observaciones de la erupción de 1864, y los depósitos de esa erupción, se ha establecido que el cráter SW fue configurado en su forma actual en la última parte de esa erupción y la actividad magmática se originó en el cráter central. Se asume por lo tanto, que las erupciones de los últimos 3400 años se originaron allí mismo, en el cráter central, con génesis a una altura de 3150 m s.n.m..

Se ha procedido en el transcurso de este trabajo a un mapeo y caracterización de depósitos balísticos en la periferia del cráter central y en la periferia del cono, para establecer principalmente el tamaño máximo de los bloques y bombas balísticas, su distancia del cráter y su densidad, con el propósito de poder definir las áreas afectables por actividad balística, con base en la experiencia determinística.

Se han elegido sitios que muestren niveles con depósitos de caída bien identificables disturbados por bloques balísticos, en áreas con poca pendiente, de modo que tanto los niveles de caída como los impactos balísticos estén preservados sin haber sido rodados ladera abajo posterior al impacto. Esto es, garantías morfológicas de permanecer en el sitio del impacto. En cada corte se han medido los bloques de mayor tamaño si están aislados, y si se encuentran varios, los 3 o 5 más grandes, y se han promediado sus tamaños máximos, sobre todo cuando sus ejes son de dimensiones disímiles. Se han tomado muestras de la mayoría de ellos para realizarles medición de su densidad y caracterizarles en el laboratorio (Laboratorio de Geotecnia, Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica). De tal manera, se ha construido la Tabla 3

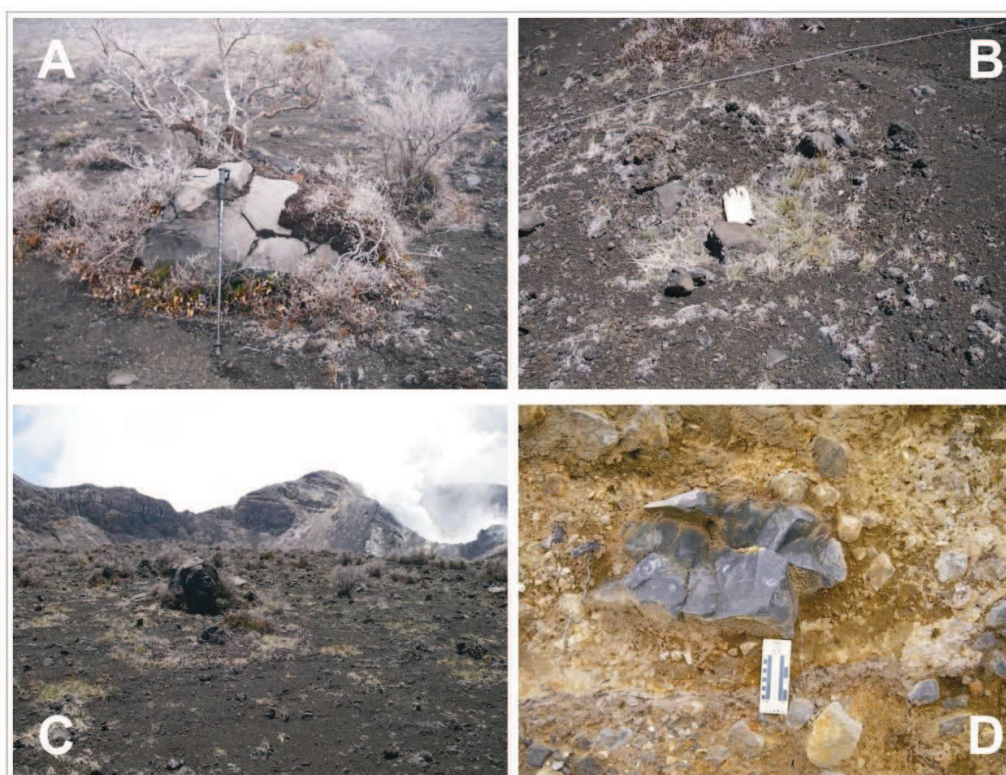


Figura 48: Bloques balísticos en el área pericratérica. El origen de estos bloques fue el cráter central (562335 E – 222610 N). A, B y C corresponden con balística originada en 1864-66. A es un bloque juvenil con corteza de pan de 1,55 m en 562500 E – 222800 N (0,25 km del origen). B es un cráter de impacto de 2 m de diámetro en 562556 E – 222954 N (0,41 km del origen). C es un bloque métrico a unos 200 m del origen. D es un bloque juvenil fracturado de 65 cm de diámetro, densidad $2,76 \text{ g/cm}^3$, en 562701 E – 222451 N, 3308 m s.n.m., a 0,40 km del cráter emisor, emitido durante la penúltima erupción (hace 660? años).

Las condiciones mencionadas en el párrafo anterior para escoger los sitios de observación, implica que han debido elegirse cortes a la vera del camino en descansos topográficos del empinado cono. La mayoría de los bloques que se han observado corresponden con bloques densos emitidos durante explosiones freáticas, correspondientes muy posiblemente a las subunidades 2 y 3 de Reagan et al. (2006) mencionadas supra, esto es, producidos hace 660? y 1360-1660? años respectivamente (ver Tabla 2). Esto con excepción de los más proximales, que corresponden con los balísticos de la última erupción de 1864-66. Esto porque no hay cortes suficientemente profundos para estudiar depósitos piroclásticos y balísticos más antiguos, los cuales solo son expuestos en áreas erosionadas por quebradas, de alta pendiente y que no son confiables de estar in situ.

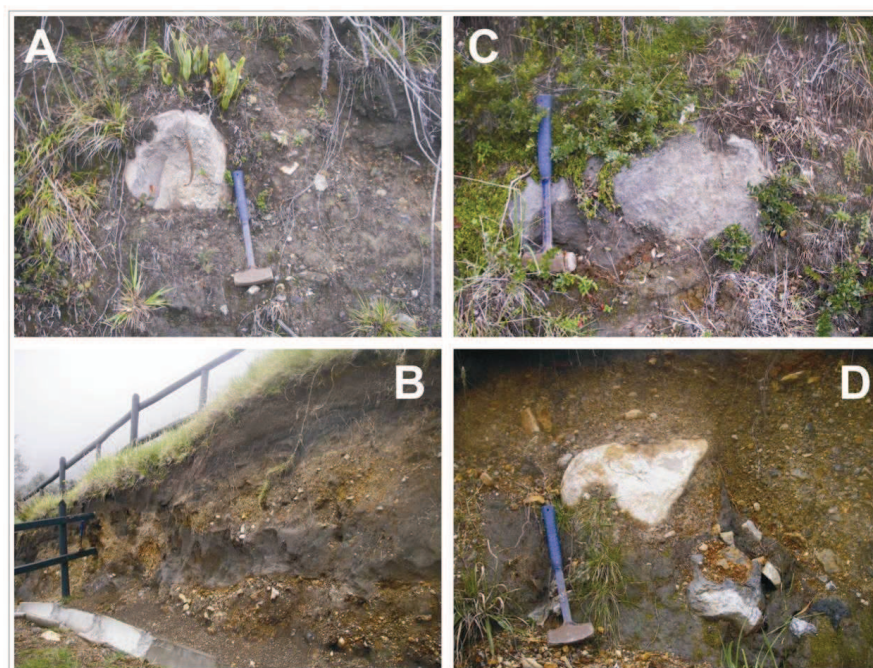


Figura 49: Bloques balísticos en el área de la periferia media del cráter. El origen de estos bloques fue el cráter central (562335 E – 222610 N). A muestra un bloque balístico de 42 cm de diámetro en 562739 E – 222302 N. B muestra un corte con al menos tres eventos freáticos en la vecindad de la última caseta de guardaparques en 562721 E – 221792 N, y C y D corresponden con balística originada en el nivel inferior. Ambos son bloques no juveniles, el segundo ligeramente alterado y el primero fresco.

Obviamente esto plantea el problema de que la ventana de observación y extrapolación es muy pequeña. No obstante, puesto que se ha observado que las

características de los depósitos piroclásticos de los últimos 3400 años son bastante similares, con excepción de la erupción subpliniana de hace cerca de 2 ka (ver Tabla 2), las conclusiones son válidas para explosiones de índole vulcaniana y freática en general.

La Figura 48 muestra bloques balísticos en la periferia inmediata del cráter, la Figura 49 en la periferia media y la Figura 50 en la periferia ligeramente “distal”. La Figura 51 muestra los principales sitios de medición de bloques y bombas balísticos de la Tabla 3 y la Figura 52 muestra la relación de distancia contra diámetro máximo del fragmento balístico observado.

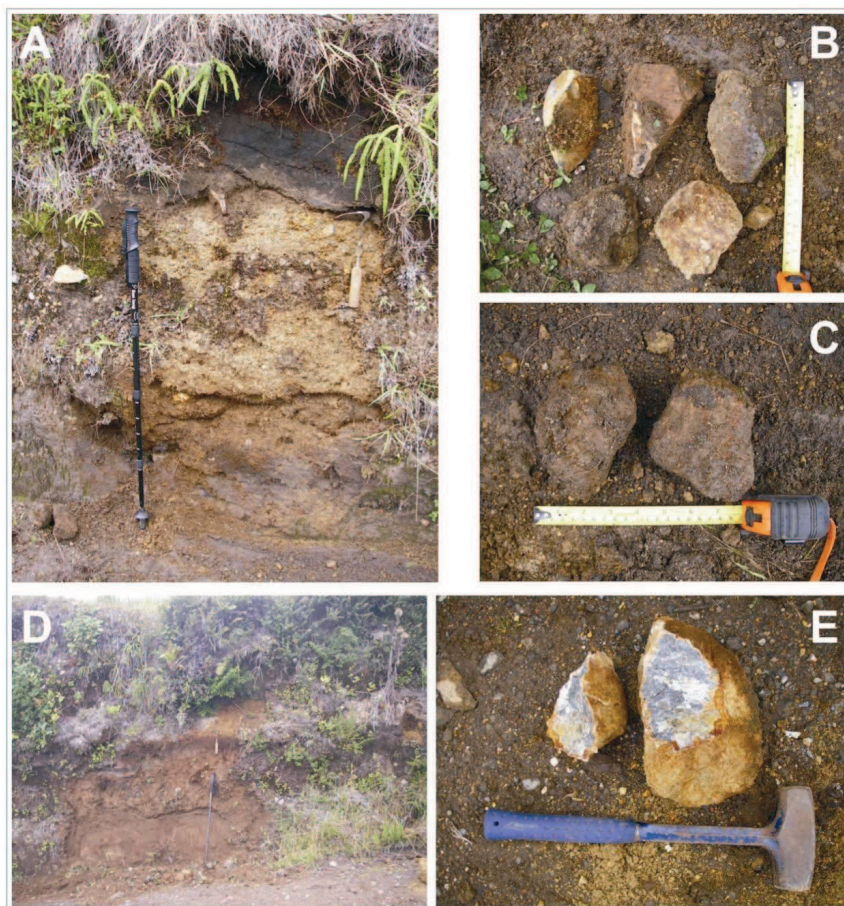


Figura 50: Bloques balísticos en el área de la periferia distal del cráter. A es el corte en 562206 E – 221355 N. B y C corresponden con los fragmentos balísticos de dos depósitos de explosión freática en ese corte. D es un corte en 562110 E – 221218 N, que muestra un depósito de caída y balística freática sobreyaciendo a lahares y suelos. E es un bloque alterado hidrotermalmente de 23 cm de diámetro, emitido durante ese evento freático, probablemente la penúltima erupción (hace 600? años).

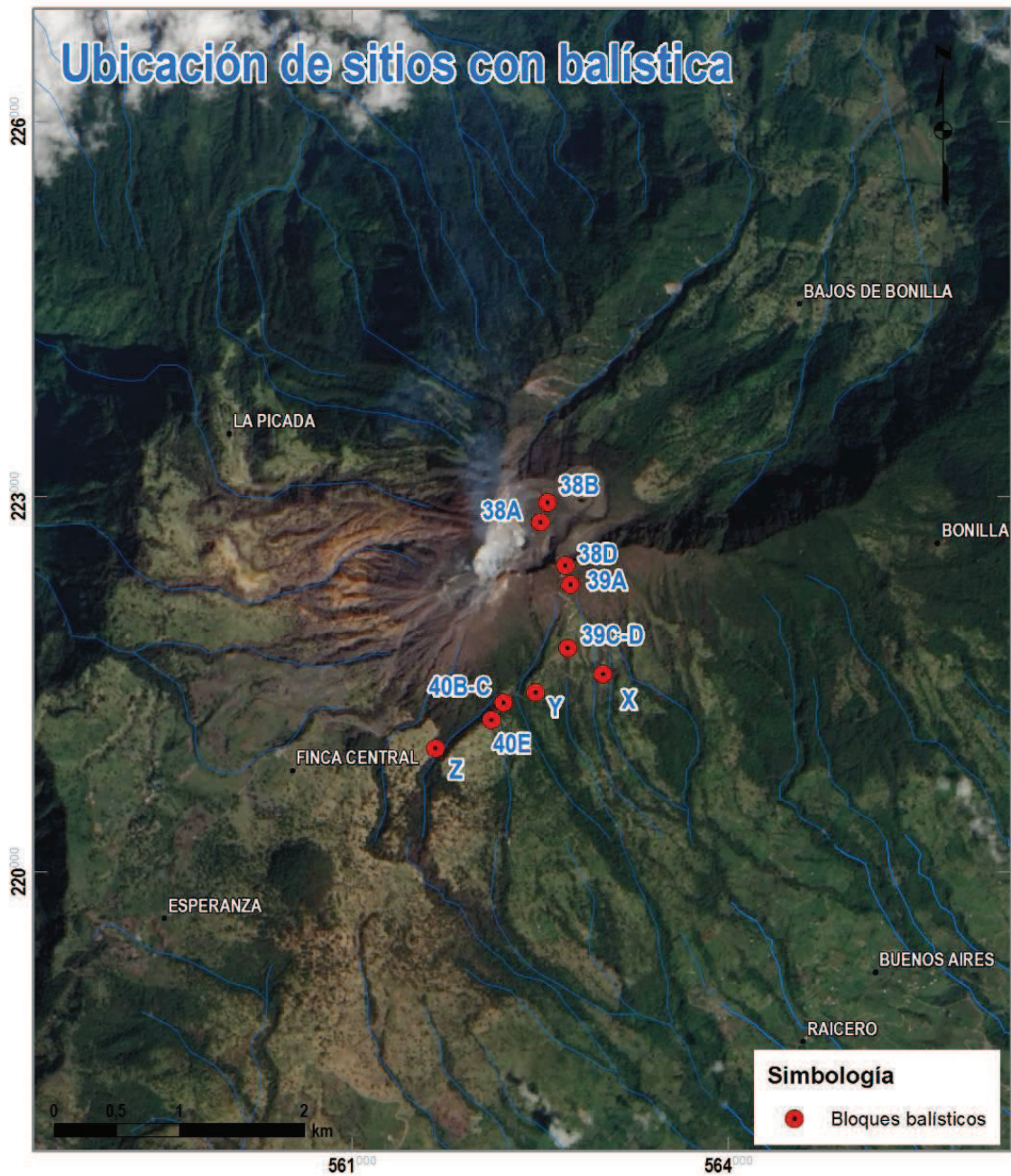


Figura 51: Ubicación de sitios con balística en el área pericratérica, media y distal, según su ubicación de la Tabla 3.

Tabla 3: Datos de la ubicación de secciones donde se han observado y medido bloques balísticos para la caracterización del peligro. Se identifican con base en las fotografías supra (48 a 50) o en nombres alfabéticos, y se muestran en las Figuras 51 y 52.

Nombre	Coordenada E	Coordenada N	Altura (m s.n.m.)	Distancia hor. al cráter (km)	Diámetro (m)	Forma del clasto	Densidad (g/cm^3)
38A	562500	222800	3200	0,250	1,550	Esférico	-
38B	562556	222954	3200	0,410	-	Esférico	-
38D	562701	222451	3310	0,400	0,650	Esférico	2,76
39A	562739	222302	3230	0,510	0,420	Cúbico	2,13
39C	562721	221792	3120	0,905	0,630	Cúbico	2,70
39D	562721	221792	3120	0,905	0,340	Cúbico	2,63
40B	562206	221355	2950	1,260	0,115	Cúbico	2,64
40C	562206	221355	2950	1,260	0,121	Cúbico	2,40
40E	562110	221218	2930	1410	0,230	Cúbico	2,13
X	563001	221583	2970	1,225	0,170	Cúbico	-
Y	562463	221436	2950	1,180	0,520	Cúbico	-
Z	561666	220987	2820	1,755	0,395	Cúbico	2,45

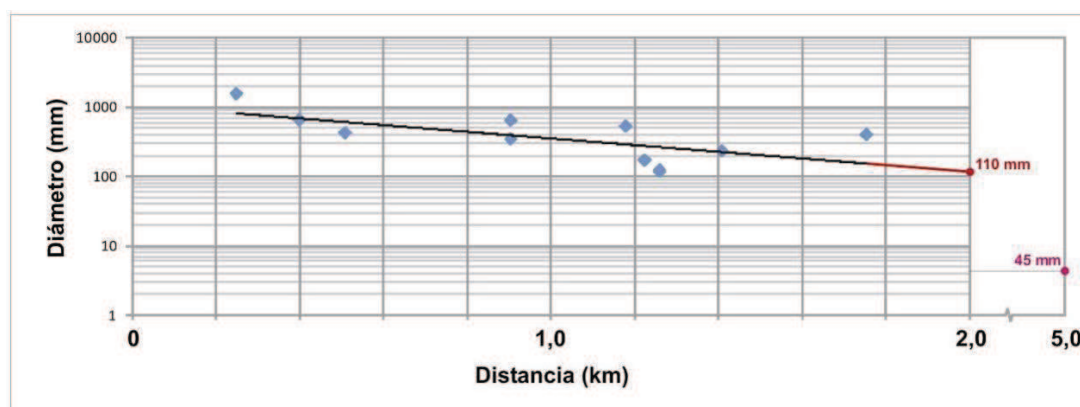


Figura 52: Distancia versus diámetro de bloques en un gráfico semilogarítmico, según su ubicación de la Tabla 3.

La Figura 52 muestra un gráfico semilogarítmico de la distancia alcanzada por los bloques contra el diámetro de los bloques o bombas balísticos, según la información de la Tabla 3. La línea negra muestra una regresión lineal con base en los datos de campo. La línea se ha extendido hasta los 5 km de distancia del cráter. Como se ve, a los 2 km de distancia, bloques de hasta 110 mm podrían caer, y a una distancia de 5 km, bloques de hasta 45 mm, según la extrapolación de los datos de campo.

Estos datos de campo han sido llevados a validación con el programa **Ejecta!** del USGS (Mastin, 2001), de modo que con base en las observaciones de campo, puedan establecerse las velocidades de eyección de los bloques recuperados, y entonces podamos, con base en estos datos, hacer proyecciones respecto a los alcances máximos posibles y poder zonificar de manera cuantitativa las áreas de peligro por caída de bloques balísticos.

Con los datos de la Tabla 3 y supuestos lógicos sobre ángulo de eyección de 75° para los más proximales y de 45° para los más distales, se han obtenido las velocidades de eyección que se consignan en la Tabla 4, que como se ve, son del orden entre 95 m/s y 280 m/s, ambos dentro de los parámetros para erupciones estrombolianas y vulcanianas, a pesar de que los más lejanos parecen haber sido eyectados por erupciones freáticas. Esto significaría que las erupciones freáticas pueden ser muy violentas en el Turrialba. Algunos ejemplos de las corridas con los datos que se consideran satisfactorios se dan en la Figura 53.

Como se vio en la Figura 42, si extrapolamos los datos de campo a 2 km de distancia, tendríamos un diámetro posible de 110 mm. Si utilizamos este diámetro de partícula balística en el programa Ejecta! (Figura 54), tendríamos que utilizar todas las variables más altas para alcanzar los 2 km de distancia: la densidad más alta posible (2,75 g/cm³), 400 m/s de velocidad de eyección, una zona de 200 m de columna explosiva antes de iniciar el vuelo balístico y una velocidad del viento de 15 m/s (como se vio en la Figura x tomada de Zárate, 1990, las velocidades del viento alto en Costa Rica alcanzan hasta unos 10 m/s en promedio). Hemos utilizado una

velocidad del viento considerando que aquellos fragmentos mayores a 15-20 cm no tienen una fuerte influencia por el viento (Baxter, 2000).

Tabla 4: Secciones donde se han observado y medido bloques balísticos y datos de resultados de ángulos de salida y velocidades de eyección.

Nombre	Ángulo de salida asignado (°)	Velocidad de eyección (m/s)
38D	75	95
39A	75	125
39C	45	100
39D	45	108
40B	45	262
40C	45	280
40E	45	191
Z	45	165

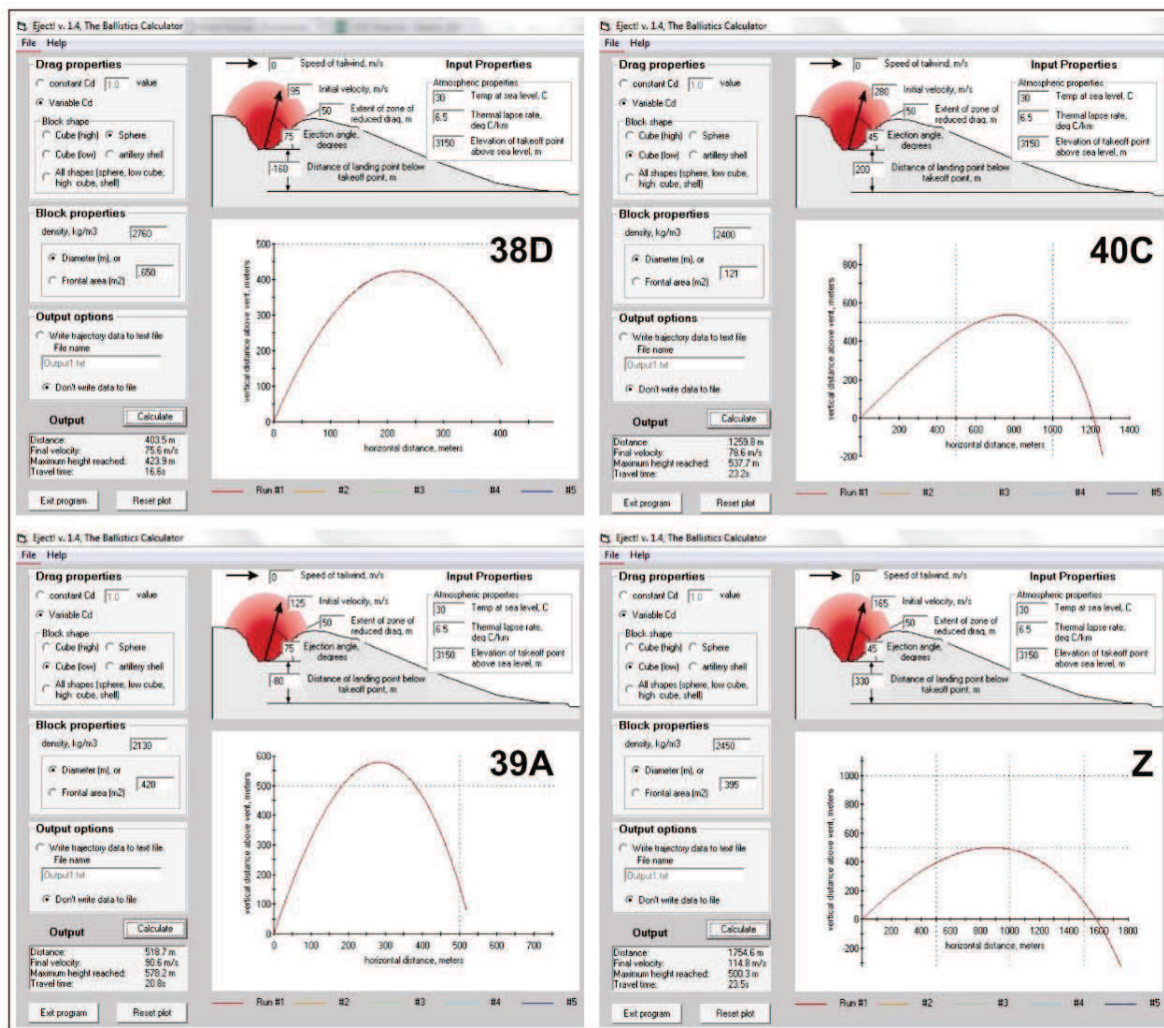


Figura 53: Ejemplos de las corridas para ajuste de la velocidad de eyección de acuerdo con los datos de densidad y tamaño de la Tabla 3. Todos los datos obtenidos se dan en la Tabla 4.

El límite de 15 cm para fragmentos densos en su caída terminal, se considera además capaz de causar heridas de muerte, ya sea en el cráneo o por laceraciones en el tronco, y asimismo podría penetrar techos de láminas galvanizadas (Baxter, 2000). Por estos motivos, tomando un margen de seguridad razonable en el tamaño de fragmentos balísticos posibles en el Turrialba, se estima que un radio de 2 km alrededor del cráter suroeste es razonable para delimitar la zona de alto peligro por balística.

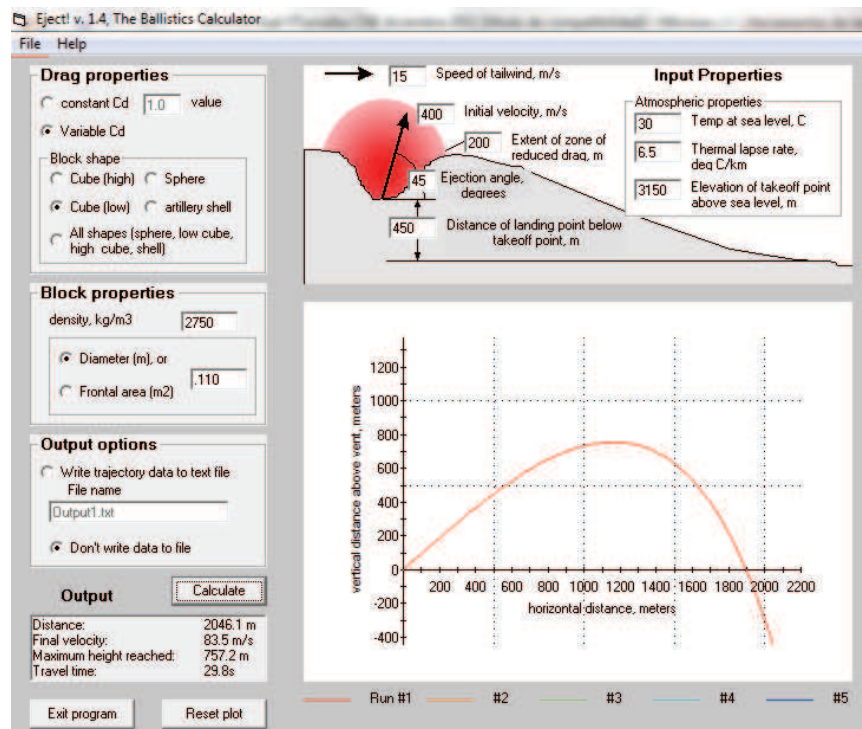


Figura 54: Variables utilizadas en el programa Ejecta! para obtener que el diámetro de partícula balística de 110 mm llegue a 2 km de distancia del cráter del Turrialba.

Newhall & Hoblitt (2002), basados en muchos ejemplos alrededor del mundo contemplan 5 km como el radio de las áreas sujetas a afectación por eventos volcánicos moderados, coincidente con los otros autores citados antes y con Baxter (2000) y Wilson & Houghton (2000).

Utilizando los mismos parámetros máximos descritos arriba para el diámetro de 110 mm se han utilizado para 50 mm y da como resultado que partículas balísticas de tal tamaño alcanzarían 5 km de distancia. Análogamente, los 5 km intersecan a la curva extrapolada de diámetro de partícula balística (Figura 52) en 45 mm de diámetro de fragmentos densos (0,7 veces el diámetro límite lapilli-bomba, que es 62 mm), por lo que se sugiere esa distancia para definir el área de moderado peligro por balística.

De acuerdo con las sugerencias de Blong (2000), y tal como se ha hecho en otros lugares con peligro por balística (como en los volcanes Sakurajima y Aso, ambos en Japón), se sugiere la construcción de refugios hechos de concreto reforzado en las áreas de protección crítica, tal cual se detalla más adelante (Capítulo 6.3.).

5.1.3. Caída de piroclastos

Durante el proceso de exsolución o separación súbita de los gases del magma, se producen explosiones, que fragmentan al magma en erupción, y en consecuencia, forma los piroclastos o tefra, que se clasifican según su tamaño (ceniza < 2 mm), lapilli (2-64 mm) y bombas y bloques (> 64 mm, redondeados y angulares, respectivamente).

Al ser emitidos los piroclastos del cráter del volcán, son lanzados a la atmósfera como un chorro de alta velocidad. Los chorros de piroclastos pueden alcanzar varios kilómetros de altura, dependiendo de la magnitud de la erupción. Una vez en la atmósfera, los piroclastos son arrastrados por el viento y luego caen por gravedad. Son los piroclastos de caída. Dependiendo de la altura y características de la erupción, se clasifican en diferentes tipos (Figura 55), de los cuales varios se han observado a lo largo de la historia del Turrialba.

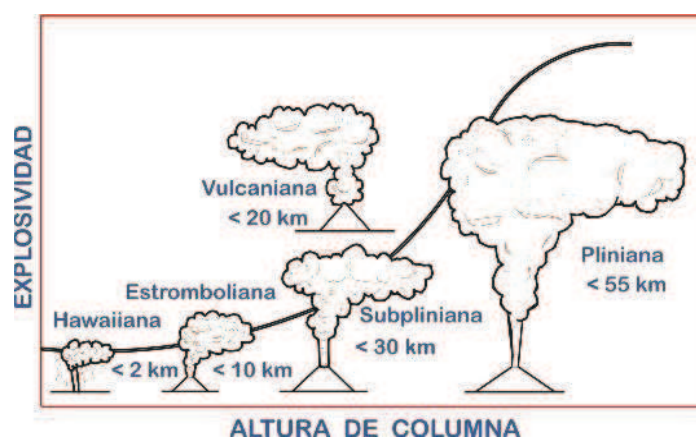


Figura 55: Tipos de erupciones con las alturas de columna y explosividad relativa. Reformada de Cas & Wright, 1987.

Pueden afectar áreas muy grandes, o insignificantes, dependiendo del tamaño. Los efectos son sobre todo la carga de cenizas en techos, falta de visibilidad, afectación de la salud (ante exposiciones prolongadas pueden causar problemas pulmonares) y maquinaria.

Como se mencionó, dentro del análisis de peligro por caída de piroclastos, hay tres escenarios posibles por considerar: 1) Erupciones freáticas, como las observadas en fases de los últimos 2 mil años (ver Figuras 19, 20 y 50); 2) erupciones magmáticas (estrombolianas-vulcanianas), como la de 1864-66, con columnas de cenizas de unos 5-10 km de altura, y 3) erupciones subplinianas (por ejemplo la de hace 2 ka, figuras 13-17 y 19), con columnas del orden de 10-20 km, y con un volumen eruptado $\sim 0,2 \text{ km}^3$ (cf. Reagan et al., 2006). Estos diferentes procesos se modelaron en el transcurso de esta consultoría.

Los piroclastos de caída se orientan preferencialmente al W y SW del cono, debido a los vientos que soplan principalmente hacia esa dirección, con una bisectriz S75°W (Paniagua & Soto, 1986). En estos flancos se han medido espesores de hasta 14 m de cenizas sobreyaciendo a las últimas coladas lávicas, mientras que en el flanco meridional, sólo alcanzan 4 m a 3 km de la cima. La mayoría de los eventos explosivos son estrombolianos-vulcanianos (freatomagmáticos), aunque los depósitos freáticos son abundantes. Solo se han observado depósitos de un evento sub-pliniano. Los piroclastos finos dos eventos (el subpliniano y uno anterior) se han identificado incluso en turberas en Siquirres, 35 km al ENE del volcán, datan de entre 2-3 mil años (cf. Cohen et al, 1986; Melson et al, 1986; Soto, 1988; ver figura 15).

Con base en los datos observados en el campo y recabados en otros trabajos, se ha hecho la Figura 56, que muestra las principales direcciones hacia donde se orientan los piroclastos del Turrialba durante las erupciones antiguas, previas a la del siglo XIX. Las direcciones más importantes son hacia el oeste y suroeste, y en menor cuantía hacia el noreste.

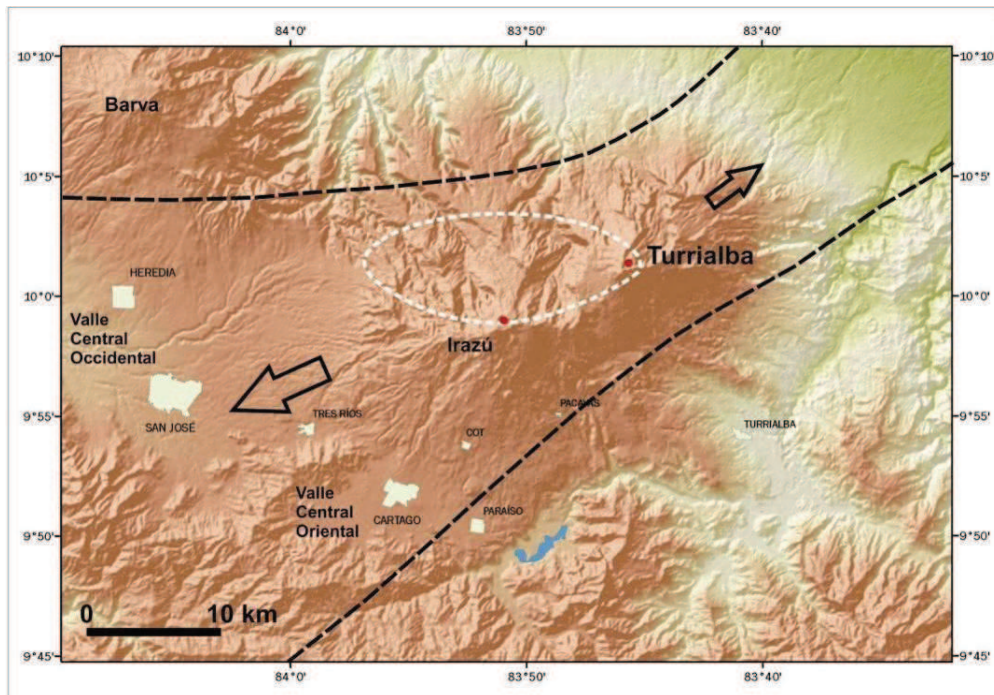


Figura 56: El volcán Turrialba y el Valle Central de Costa Rica. La elipse blanca muestra la isopaca de 10 cm de los depósitos de la erupción subpliniana de hace unos 2 ka (Reagan et al., 2006). Los otros contornos marcan los posibles límites de tefra caída y preservada durante los últimos 3400 años (adaptado de Soto et al., 2010).

Comparando el área de caída de las cenizas de la erupción de 1864-66 (Figura 57), y las cenizas finas de enero del 2010 (Figura 58) que se orientan hacia el oeste principalmente, podemos esperar caídas de cenizas sobre todo hacia el occidente. No obstante, como se vio en la erupción de 1963-65 del Irazú (cf. Alvarado, 1993), y con base en lo visto en el subcapítulo anterior de gases, otras direcciones son posibles, en particular hacia el sureste, hacia Santa Cruz y la ciudad de Turrialba.

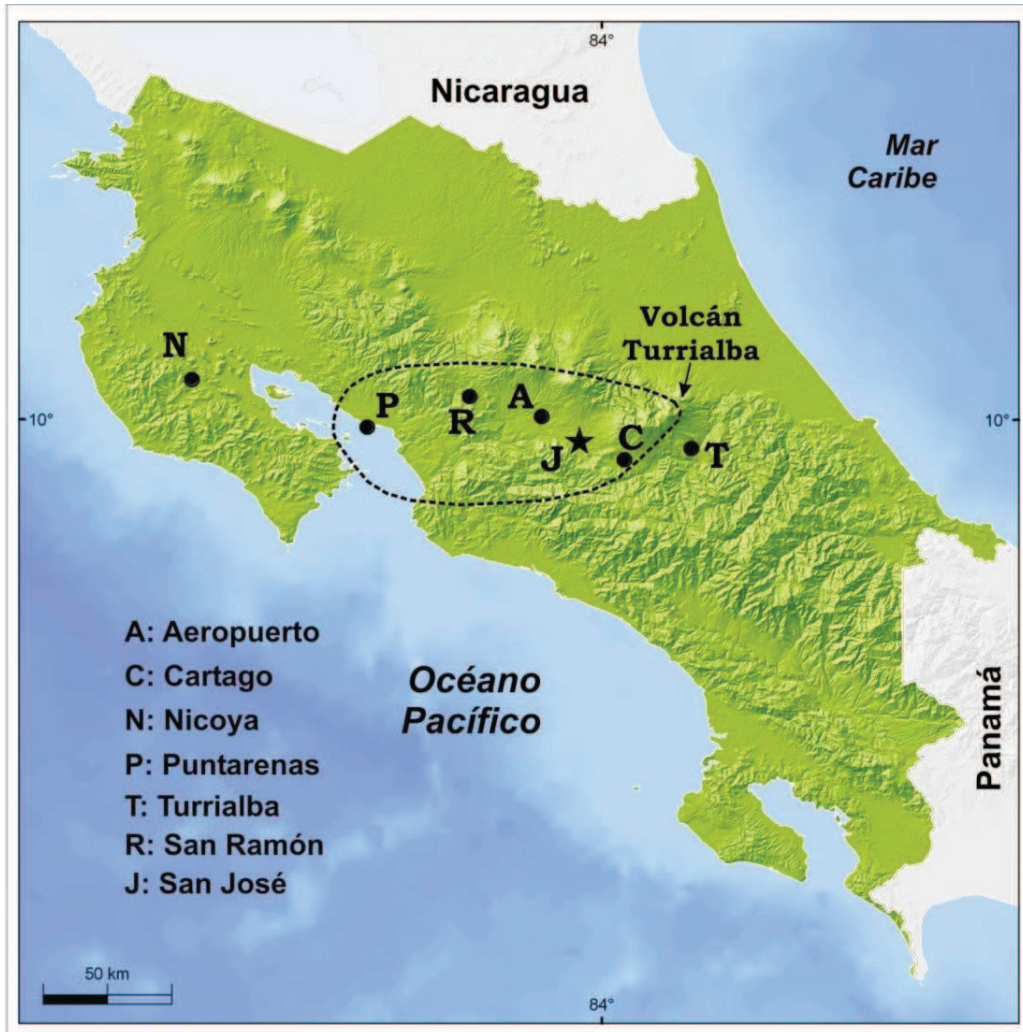


Figura 57: Distribución de cenizas entre setiembre de 1864 y febrero de 1866, dibujadas acorde con las descripciones contenidas en González (1910) (adaptado de Soto et al., 2010).

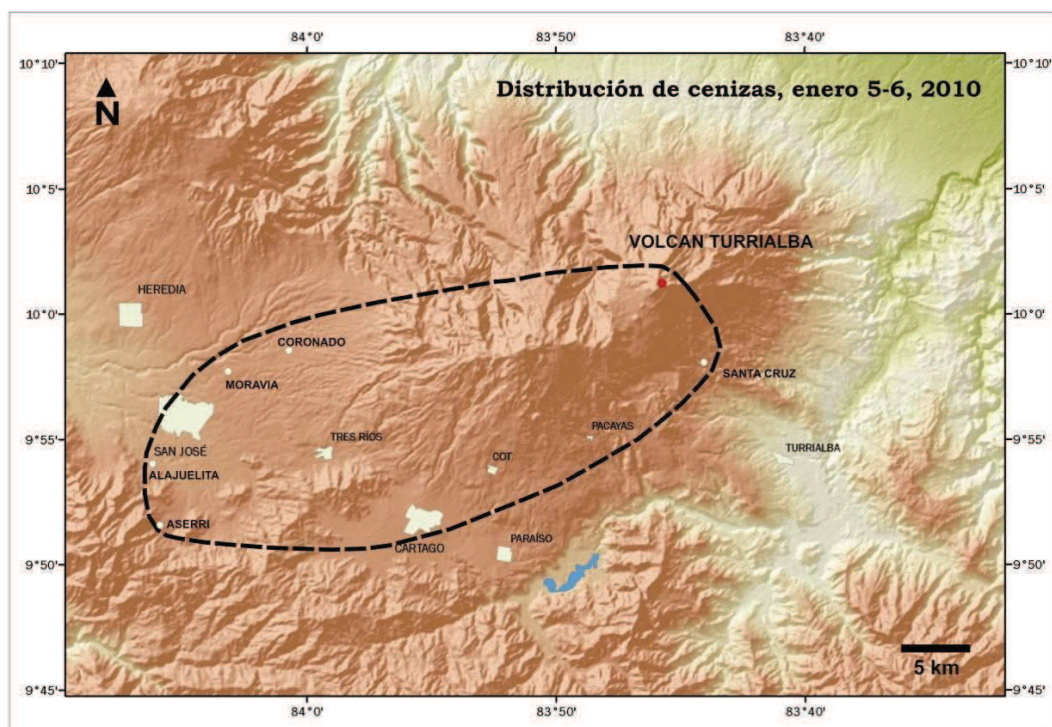


Figura 58: Distribución de la ceniza fina eruptada en enero del 2010 (adaptado de Soto et al., 2010).

El *Alaska Volcano Observatory* mantiene en su cibernicio una pestaña (http://puff.images.alaska.edu/watch_Turrialba.shtml) dedicada al seguimiento posible de las cenizas y gases del Turrialba en “tiempo real”, a pesar de que advierte de que no deben usarse los datos con propósitos de monitoreo o predicción (“The information provided on this site is purely for educational purposes, and should not be used for actual volcanic monitoring and predictive purposes. The University of Alaska and the Geophysical Institute are not responsible for content provided on these pages.”). Es de notar que los modelos muestran muchas direcciones posibles que no siguen los patrones observados en las depositaciones de las cenizas antiguas.

Los modelos que se aplicaron en el transcurso de esta consultoría se basan en la herramienta VORIS 2.0.1, desarrollado por Felpeto (2002) y Felpeto et al. (2007) y actualizada a febrero del 2009. Esta herramienta se basa en un SIG para la evaluación del peligro volcánico. Los datos de campo de los depósitos de tefras observados, con las distribuciones reales, se han utilizado para la validación de los resultados obtenidos. Hemos utilizado los patrones de vientos altos de Costa Rica

establecidos por Grandoso et al. (1981), con cuatro escenarios principales estacionales a lo largo del año, y con direcciones y velocidades de viento variables a diferentes alturas (Tabla 5). Asimismo, hemos utilizado tres escenarios de erupciones explosivas: estromboliana, vulcaniana y pliniana (Tabla 6), para obtener un total de 12 escenarios posibles de distribución de cenizas, y de los cuales se ha hecho un combinado para cada tipo de erupción (Figuras 59-73), para ver las posibilidades de distribución con cada evento, dependiendo de la época del año posible, asumiendo erupciones con duraciones de meses a años.

Tabla 5: Datos de vientos utilizados para la modelización de distribución de piroclastos, tomados de Grandoso et al. (1981).

Periodo	Altura s.n.m. (km)	Dirección del viento (azimut)	Velocidad de vientos (m/s)
Febrero (1)	3	90	4
	5,8	275	6
	9	294	11
	12	298	7
	16,5	183	4
Mayo (2)	3	97	3
	5,8	110	3
	9	60	1
	12	289	2
	16,5	303	2
Agosto (3)	3	91	6
	5,8	101	4
	9	88	3
	12	64	3.5
	16,5	92	4
Noviembre (4)	3	70	6
	5,8	34	5
	9	136	3.5
	12	173	4
	16,5	177	2

Tabla 6: Datos de los escenarios de erupción considerados para el análisis, cuyos resultados se muestran en las Figuras 59 a 73.

Escenario (tipo erupción)	Volumen (10^6 m^3)	Altura columna y altura s.n.m. (km)
Estromboliana	2	4 – 7,2
Vulcaniana	30	8 – 11,2
Pliniana	200	15 – 18,2

Las erupciones futuras, en el orden de años o décadas, representan una amenaza muy importante a las fincas y viviendas en los alrededores del volcán, y una amenaza significativa a la agricultura, pastoreo y telecomunicaciones en el sector occidental del volcán, sobre todo.

Como se ve, para erupciones estrombolianas con volúmenes discretos de cenizas y alturas máximas de 4 km de altura sobre el cráter, representan caídas de 30 cm o más en el área pericratérica, y de 2 cm o más en el sector oeste y suroeste del volcán y las cabeceras del río Toro Amarillo, hasta unos 8 km de distancia.

Para erupciones vulcanianas, con volúmenes considerados como los de erupciones tipo Irazú 1963-65 y que Reagan et al. (2006) consideran los típicos de erupciones como las del Turrialba en 1864-66 y en los últimos 2000 años, y alturas de columna de hasta 8 km sobre el cráter, tenemos distribuciones cambiantes. Los espesores de 1 m o más de cenizas se darían sobre todo en el flanco oeste, hasta unos 3 km de distancia, y espesores de 30 cm o más hasta unos 8 km al W y SW del volcán. Los espesores de 2 cm o más se distribuirían prácticamente a unos 20 km de distancia del volcán, y espesores de 1 mm o más caerían en el Valle Central y en el Valle de Turrialba o incluso más lejos. Comparando los espesores de los depósitos de la erupción de 1864-66 (Reagan et al., 2006) con estos datos, hay acuerdo con los espesores de 40-150 cm en el sector occidental del volcán hasta la Central y en el camino a La Picada. Esto valida los modelos, de modo que las distribuciones de cenizas más finas y más lejanas pueden considerarse válidas, aunque los depósitos hayan sido borrados por erosión y lavados posterior a la erupción.

Este escenario vulcaniano es el que se sugiere debería considerarse como el escenario de erupción “a corto plazo”. Las áreas más afectadas serían los 10 km periféricos al volcán y la falda sur del Irazú hasta la periferia de Cartago. Los efectos a la aviación en los aeropuertos Tobías Bolaños y Juan Santamaría serían probablemente recurrentes durante la erupción, aunque aparentemente no severos. Las rutas de aproximación a los aeropuertos desde el este sí se verían severamente afectadas.

El escenario de “mayor erupción posible”, con una erupción pliniana voluminosa y de altura de columna de unos 15 km sobre el cráter, podría afectar hasta 1,5 millones de personas en el Valle Central (Oriental y Occidental), y el valle de Turrialba y alrededores, así como el transporte aéreo (cf. Soto et al., 2010) en los aeropuertos y las rutas de aproximación de aviones. Las distribuciones de las isopacas de las pómez de la erupción de hace 2 ka hacia el occidente (Figura 16 tomada de Reagan et al., 2006) valida la distribución de cenizas y espesores según el periodo 3 (un agosto típico) en una erupción pliniana.

Con base en proyecciones de la distribución de gases y cenizas por una erupción futura del Turrialba, pueden hacerse comparaciones epidemiológicas plausibles con la erupción del volcán Irazú entre 1963-65. Horton & McCaldin (1964), quienes estudiaron la erupción del Irazú en 1963, establecieron que cerca del 60% de las partículas en el aire en San José, tenían diámetros $>10 \mu\text{m}$, y que en ciertos momentos los niveles de partículas eran de $800 \mu\text{g}/\text{m}^3$. También detectaron de manera cualitativa contenidos de SO_2 en el ambiente cercanos a 0,3 ppm. Los principales efectos epidemiológicos fueron conjuntivitis agudas, irritación de vías respiratorias y cuadros acelerados de bronquitis y asma, aunque no se llegó a muertes por estos efectos, o se detectaron cuadros de neumoconiosis desarrolladas. Aunque sería esperable que para erupciones vulcanianas del Turrialba llegara ceniza menos limitada al Valle Central que durante las erupciones del Irazú, debido a que la distribución de la mancha urbana ha crecido significativamente en este periodo, las afectaciones serían mayores que en ese periodo, sobre todo en las áreas periféricas a Cartago, Tres Ríos, la falda sur del Irazú y en los 10 km periféricos al volcán Turrialba.

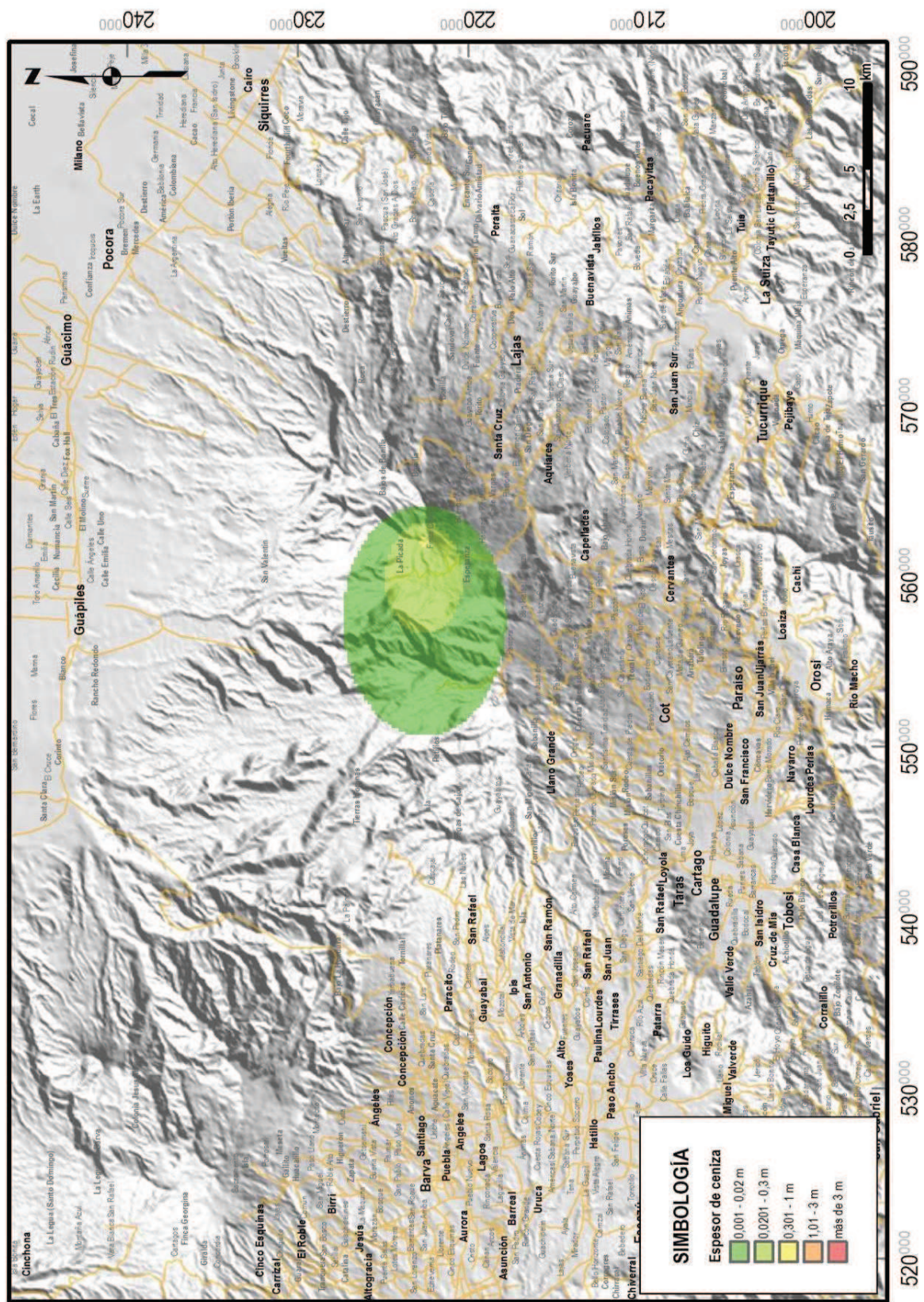


Figura 59: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 1.

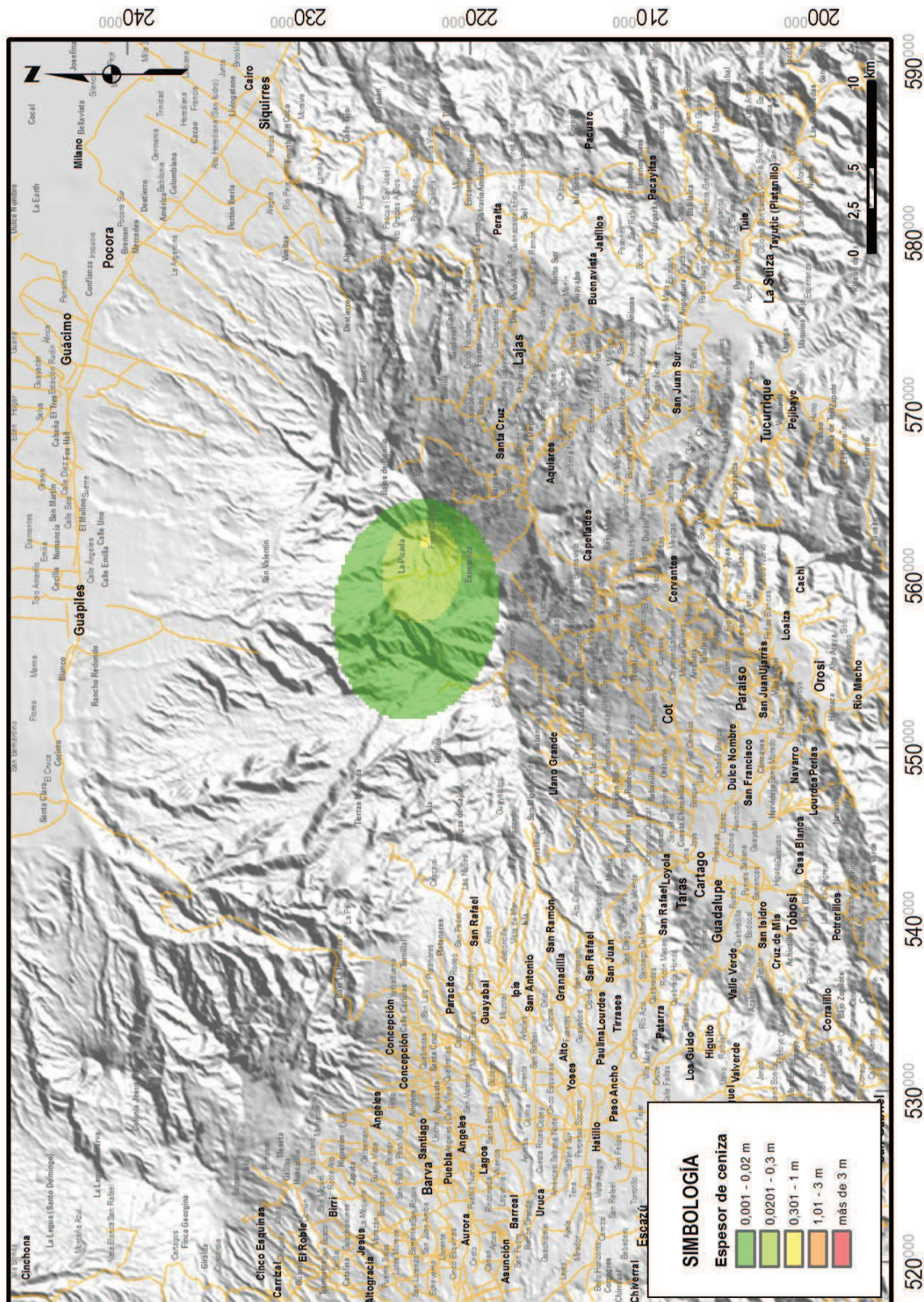


Figura 60: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 2.

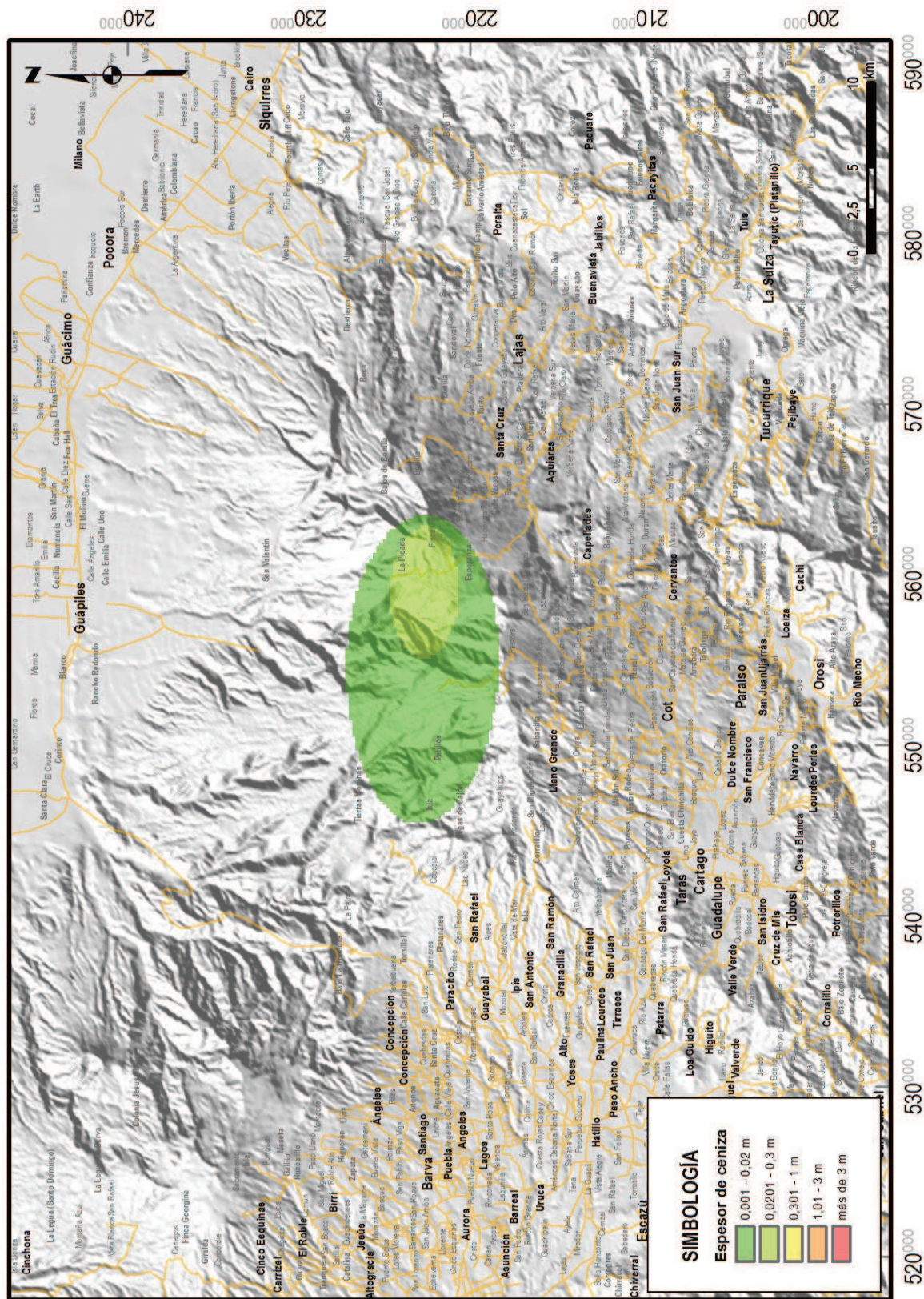


Figura 61: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 3.

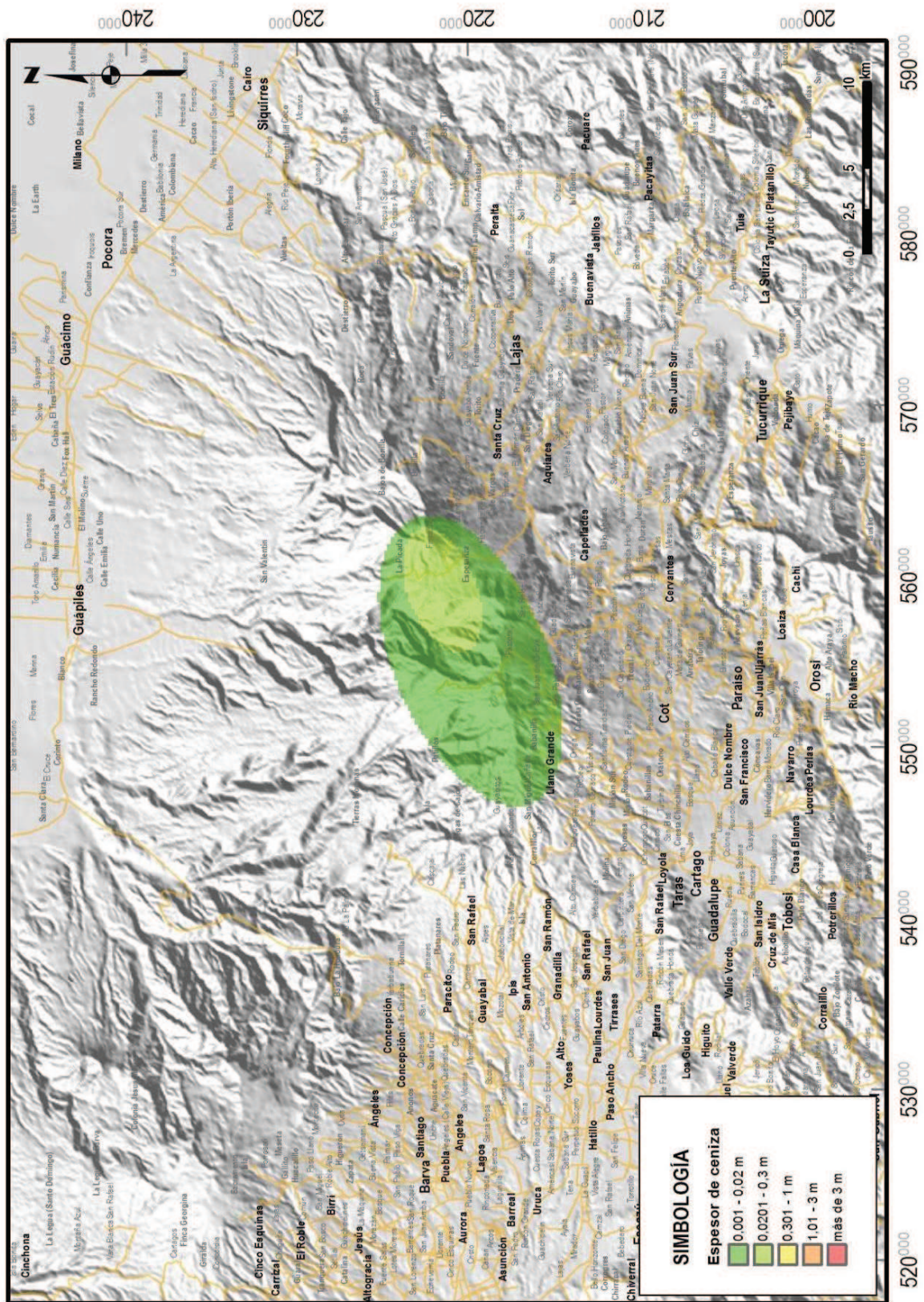


Figura 62: Distribución y espesor de cenizas para erupción estromboliana, periodo 4.