

Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE)



Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo

PELIGRO VOLCÁNICO DEL TURRIALBA, COSTA RICA



**Geól. Guillermo E. Alvarado
Geól. Lidier Esquivel
Geól. Blas E. Sánchez
Ing. Guido Matamoros**

Setiembre 2020

Índice

| | |
|--|------------|
| RESUMEN | 3 |
| INTRODUCCIÓN | 4 |
| <i>METODOLOGÍA</i> | <i>9</i> |
| 1. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN TURRIALBA..... | 11 |
| 2.1 MARCO GEOLÓGICO | 14 |
| <i>MARCO NEOTECTÓNICO.....</i> | <i>21</i> |
| 3. ACTIVIDAD ERUPTIVA..... | 37 |
| <i>ACTIVIDAD ERUPTIVA Y DEPÓSITOS ASOCIADOS (8 ka al presente).....</i> | <i>45</i> |
| ACTIVIDAD PRE-1864 | 67 |
| ACTIVIDAD ERUPTIVA 1864-1866..... | 69 |
| ACTIVIDAD ERUPTIVA MENOR Y SECUNDARIA RESIDUAL 1867-1995..... | 75 |
| REACTIVACIÓN DEL TURRIALBA (1996-2020) | 76 |
| 4. PELIGRO VOLCÁNICO | 94 |
| AMENAZAS VOLCÁNICAS DIRECTAS..... | 99 |
| <i>Gases volcánicos</i> | <i>99</i> |
| <i>Coladas de lava</i> | <i>103</i> |
| <i>Flujos piroclásticos.....</i> | <i>108</i> |
| <i>Piroclastos de caída</i> | <i>111</i> |
| <i>-Explosión estromboliana y vulcaniana (freatomagmática).....</i> | <i>123</i> |
| <i>-Explosión subpliniana/pliniana.....</i> | <i>126</i> |
| <i>-Proyectiles balísticos.....</i> | <i>129</i> |
| <i>Terremotos volcánicos.....</i> | <i>135</i> |
| <i>Deformación cortical y formación de grietas.....</i> | <i>137</i> |
| <i>Formación de nuevos cráteres y conos</i> | <i>138</i> |
| AMENAZAS VOLCÁNICAS INDIRECTAS | 139 |
| <i>Lluvia ácida</i> | <i>139</i> |
| <i>Avalancha de escombros volcánica y deslizamientos menores</i> | <i>141</i> |
| <i>Lahares</i> | <i>143</i> |
| 5. VIGILANCIA VOLCÁNICA..... | 149 |
| 6. DISCUSIÓN | 154 |
| <i>¿Qué se puede esperar en lo que resta del siglo y parte del entrante?</i> | <i>156</i> |
| <i>¿Qué se ha hecho y qué se puede realizar para una mejor gestión del riesgo?</i> | <i>160</i> |
| <i>¿Resulta necesaria una restricción en el uso y manejo del suelo en el volcán Turrialba?</i> | <i>166</i> |
| 7. RECOMENDACIONES | 171 |
| AGRADECIMIENTOS | 174 |
| BIBLIOGRAFÍA | 175 |

RESUMEN

El volcán Turrialba ($10^{\circ}1'9.24384$ y $83^{\circ}45'23.15880$) con una altitud 3325 m s.n.m., una altura de 2900 m, un área de 663 km² y un volumen de materiales eruptivos de 300 km³, forma parte de la cordillera volcánica Central. Corresponde con el único volcán localizado atrás del eje volcánico principal del país (10 km al NE del volcán Irazú), que ha tenido actividad histórica. El Turrialba posee un registro mejor estudiado de tefras subplinianas hasta estrombolianas y coladas de lava de los últimos 8000 años, así como erupciones históricas (1864-1866 y 2010-2020) del tipo freatovulcanianas a estrombolianas de menor tamaño. La frecuencia de las erupciones en los últimos 3500 años es de un evento importante cada 230 años, aunque los eventos de menor magnitud poseen una frecuencia eruptiva de uno cada 114 años o menos. Aunque las erupciones históricas han sido de poca monta, las de inicios del siglo XXI sí tuvieron sus efectos importantes para la población y la economía pecuaria (ganadería de leche), la agricultura (principalmente hortalizas), la industria turística y la de alimentos e implementos médicos y farmacéuticos, así como el cierre del tránsito aéreo internacional. Además, se dio de la emigración local y los efectos en la salud en las personas y los animales debido a la emisión de cenizas, gases y lluvia ácida. En el presente informe se analizan los peligros de los diferentes procesos volcánicos (directos e indirectos). Las consecuencias más probables a mediano plazo son, en el campo proximal (área que conforma el sector del parque nacional volcán Turrialba), la caída de ceniza fina, los gases, la lluvia ácida, los aerosoles, la balística (<2.5 km de radio) y corrientes de densidad piroclástica intra y extracaldérica. En la parte media a distal (<20 km), los lahares, la lluvia ácida y las cenizas continúan siendo un peligro inherente, particularmente en su eje W y SW. La peligrosidad por coladas de coladas es baja. Los registros de extensas corrientes de densidad piroclástica (flujos piroclásticos u oleadas) mayores (>3 km) son bajos y no existen registros de colapsos sectoriales en los últimos 3000 años, además de la formación de conos secundarios, por lo que su probabilidad es muy baja, pero no nula. La estabilidad del flanco SW, fallado y con alteración hidrotermal, es de las más bajas en forma comparativa con otros flancos, pero, aun así, no se visualizan por el momento elementos que sugieran una inestabilidad a corto o mediano plazo. Los lahares (volcánicos, cosísmicos y secundarios) representan un peligro particular para la población si están cerca de los cauces y un cierto riesgo para la infraestructura, pero al parecer solo asociados con eventos importantes ($VEI \geq 3$ o $IMM > VI$). Dado que varios de los eventos eruptivos previos a los períodos históricos (últimos 1600 años), dejaron un registro geológico más detallado, se puede inferir que en el caso de un reactivar (¿quizás en la primera mitad del siglo XXII?), se pueda presentar un evento mayor que los observados en tiempo histórico, aunque una erupción subpliniana no se vislumbra. No obstante, esto no implica que, en un futuro (mediano-largo plazo), suceda un cambio en la dinámica del volcán o en los esfuerzos volcanotectónicos que pueda generar explosiones más violentas o coladas de lava. Una serie de recomendaciones concretas se brindan al final del trabajo, así como una síntesis de los aspectos relacionados con la gestión del riesgo. Se aportan algunas sugerencias para que puedan ser tomadas en cuenta en la planificación territorial y del uso del suelo, aspectos turísticos y del manejo del PNV Turrialba y sus áreas vecinas.

INTRODUCCIÓN

El volcán Turrialba ($10^{\circ}1'9.24384-83^{\circ}45'23.15880$; 3325 m s.n.m.; 2900 m de altura, 663 km², 300 km³), ubicado en el límite oriental de la cordillera volcánica Central (CVC) de Costa Rica, constituye un estratovolcán complejo que comparte la misma estructura basal con el volcán Irazú y se encuentra a 15 km en línea recta al noroeste (NW) de la ciudad de Turrialba (medido en línea recta desde la Municipalidad). Posee la particularidad de ser el único volcán activo de la CVC de Costa Rica que está desplazado hacia la parte trasera del eje volcánico principal (Porvenir-Poás-Barva-Irazú), localizado a 11.6 km al NE de la cima del Irazú (distancia medida de cima a cima) o 10.1 km de separación entre cráteres Principales o históricamente activos del Irazú y Turrialba. Posee varios focos volcánicos alineados en sentido NE-SW, por lo que difiere también del resto de los volcanes de la CVC, que poseen desarrollo de estratovolcanes menores y conos satelitales en sentido N-S (Alvarado *et al.*, 1986; Montero, 1994).

El Turrialba es uno de los cinco volcanes históricamente activos de Costa Rica, donde se han verificado varios periodos explosivos principales en los últimos 3500 años y, dentro de ellos, su primer periodo de actividad histórica se registró en 1864-1866 (Reagan *et al.*, 2006) y uno nuevo se inició en el 2010, el cual se ha mantenido hasta el 2020 (última erupción al momento de la edición, agosto del 2020).

La primera ascensión al Turrialba por un grupo de seres humanos blancos y mestizos se realizó en 1863, correspondiendo con un volcán relativamente poco visitado desde finales del siglo XIX hasta avanzado el siglo XX (Fig. 1.1). El Turrialba fue declarado parque nacional el 30 de julio de 1955, pero ha sido uno de los parques volcánicos que ha tenido más altibajos en la visitación (legal e ilegal) por el turismo nacional e internacional, debido a su belleza natural, relativa facilidad de acceso, por tener un cráter grande y activo, aunado a su biodiversidad al poseer varios tipos de hábitats y ecosistemas como el bosque pluvial montano y el páramo volcánico, que es una rareza en Costa Rica, este último sobre los 3100 m (el otro lo comparte el Irazú), además de contar con una zona sin vegetación, devastada por estar sometida a la cuasiconstante lluvia ácida y la frecuente caída de ceniza volcánica.

La precipitación pluvial en la cima del Turrialba es más baja, particularmente entre los meses de febrero y marzo, con un repunte a partir de mayo, siendo octubre y noviembre los meses más lluviosos, siguiendo un patrón de lluvias similar al de la vertiente con miras al Valle Central Oriental (Fig. 1.2).



Fig. 1.1: Grupo de visitantes en la cima del volcán Turrialba en 1920 (fuente anónima).

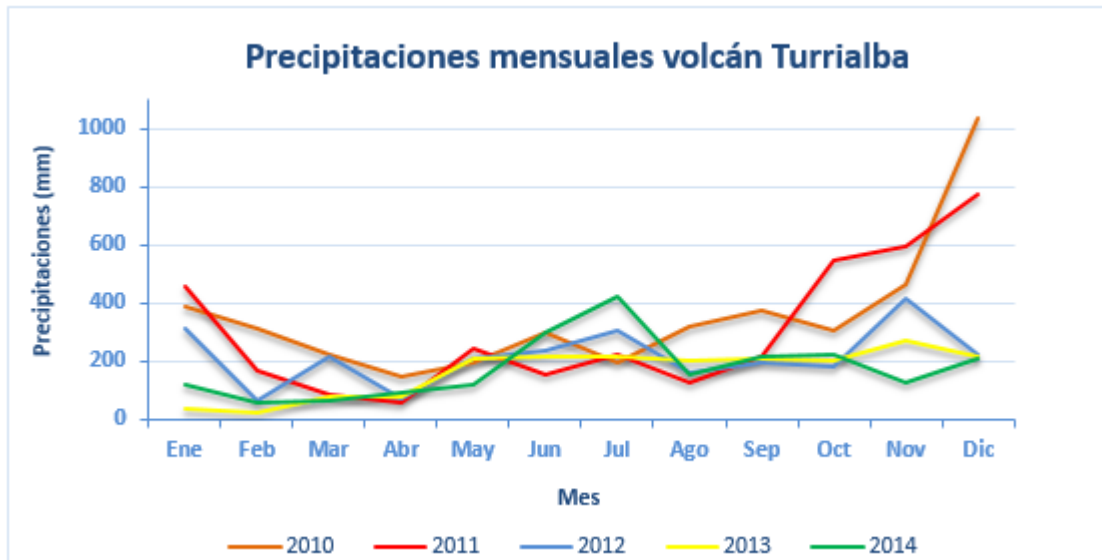


Fig. 1.2: Precipitación mensual de la estación meteorológica del volcán Turrialba del 2010-2014 (Alpízar y Vargas, 2016).

Existen varias rutas de acceso, en buena parte asfaltadas y en relativa buenas condiciones, con algunos tramos en lastre; las principales de ellas:

- a) Desde San José se toma la autopista Florencio del Castillo hacia el cruce de Taras de Cartago, de ahí se toma la ruta hacia el volcán Irazú, donde en el Cristo se desvía a la derecha por la ruta 230 hacia Pacayas, Capellades y se continúa hasta La Pastora de Santa Cruz. Allí se desvía y se sube 18 km por un camino en condiciones regulares hasta llegar a la hacienda La Central, con un recorrido total de unos 70 km y unas dos horas de duración.
- b) Otra es continuar hasta el Irazú (ruta 219) e ingresar unos 3 km antes del PNV Irazú en la comunidad de Pastora o finca Floresta (no confundir con La Pastora por Santa Cruz de Turrialba), por un camino de laste (ruta 417) hacia San Rafael de Irazú y, de ahí, con rumbo a la hacienda La Central, para un total de 58 km y casi dos horas de duración. La ruta 417, conocida “entre volcanes”, es angosta, pero permite el tránsito de todo tipo de vehículos.
- c) Desde Turrialba centro, se toma la carretera 230 por un trayecto de 28.8 km hasta La Central (aproximadamente una hora), pasando por Santa Cruz y Pastora (conocida también como La Pastora), donde se desvía por un camino serpenteante por 18 km de la ruta cantonal 305-04-052. La carretera no es apta para vehículos livianos en algunos tramos, aunque despacio se puede llegar. De La Central hasta la cima del volcán hay 6 km de camino lastreado y empedrado para 4 x 4 con una duración de casi 30 minutos.

La región del volcán Turrialba es muy rica en biodiversidad, producción agrícola, de ganadería de leche y sus productos lácteos, además de muy importante en la protección importante de nacientes pluviales (Fig. 1.3). Varios ríos nacen en sus faldas, destacando los ríos Bonilla, Pascua, Dos Novillos, Jiménez, Toro Amarillo, así como los ríos Lajas, Guayabo, Aquiares y Turrialba, afluentes del Reventazón.

Estudios previos de peligro volcánico fueron realizados con diferente grado de detalle (cantidad de información), escala y enfoques. Por ejemplo, algunos estudios fueron muy valiosos por ser los primeros en abordar el tema (Paniagua y Soto, 1986, 1988; Jerez y Cline, 1990; Soto y Paniagua, 1992), pero no aportaron dataciones radiométricas, situación que fue solventada posteriormente (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006). Soto (2012b), Sjöbohm (2013) y Vargas y Alvarado (2017) realizan estudios de peligro volcánico actualizados. Otros estudios han sido más localizados o focalizados a un aspecto en concreto, o bien, se han basado en estos estudios (RAPCA, 2000; Alvarado, 2006; Soto y Alvarado, 2007, 2008; Rojas, 2011, Manen, 2014, Ruiz *et al.*, 2015). En total, se contabilizan 17 estudios de peligro volcánico del Turrialba desde 1986 hasta inicios del 2020 con diferentes grados de detalle y enfoques (Cuadro 1.1).

Así pues, surge la pregunta válida: ¿qué sentido o aporte tiene el realizar un nuevo estudio? La respuesta se puede desglosar en cuatro puntos principales, que se desarrollan a continuación:

- I. *Enfoque gestión del riesgo*: Diversos estudios, aunque valiosos e innovadores, tienen varios años de haberse realizado, varios previos al período eruptivo reciente (2010-2020) o los dos más completos y recientes (Soto, 2012b; Sjöbohm, 2013) se realizaron cuando los paroxismos eruptivos (2014-2017) aún no se habían dado, o bien, corresponden con informes internos o poseen poca divulgación y en su mayoría están enfocados al período histórico. Incluso, algunos están encaminados hacia áreas geográficas específicas como los informes internos realizados por el ICE (Alvarado, 2006; Soto y Alvarado, 2007, 2008) para el entonces proyecto hidroeléctrico Reventazón, el informe CBNDR-RAPCA (2000) encauzado a la cuenca del río Turrialba, el de Rojas (2011) sobre el riesgo del distrito de Santa Cruz o el de Manen (2014) sobre la lluvia ácida. Ruiz *et al.* (2015) modela los eventuales lahares que podrían bajar del Turrialba utilizando LaharZ, mientras que Vargas y Alvarado (2017) está orientado a la infraestructura de las líneas de transmisión y subestaciones eléctricas. El presente trabajo trata de sintetizar todas estas diferentes visiones.
- II. *Nueva información*: Se debe de tener presente que todos estos estudios contaban, hasta inicios del 2019, con 14 dataciones de radiocarbono (Melson *et al.*, 1986; Reagan, 1987; Melson, 1988) y que por más de tres décadas dichas edades fueron la base para la cronoestratigrafía. El presente trabajo aporta 11 edades adicionales. Lo anterior es fundamental dentro de los requerimientos y recomendaciones internacionales para los estudios de peligro volcánico, aunque se comprende que no siempre se cuenta con los medios económicos para poder cumplir con este requisito técnico y otros faltantes.
- III. *Integridad*: El presente estudio no solo integra y actualiza todos los estudios previos (incluyendo información valiosa inédita o restringida en informes internos y tesis), al tomar las contribuciones relevantes de cada uno, sino que, además, analiza y revisa con criterios tefroestratigráficos, geológicos, tectónicos y geocronológicos la actividad pasada del volcán (últimos 17 ka). Por su parte, se considera el real alcance del término peligrosidad, al englobar la probabilidad de ocurrencia.
- IV. *Validación institucional*: Relevante es que el borrador del presente estudio fue entregado para su revisión al Comité Asesor Técnico (CAT) de Sismología y Vulcanología con representantes de la Red Sismológica Nacional (RSN: UCR-ICE) y del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA), así como por el parque nacional volcán Turrialba (PNV Turrialba) del Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC).

En general, se considera que el presente estudio será de gran valor para el desarrollo de estrategias para la aplicación de la información en los planes reguladores municipales y el plan general de manejo del PNV Turrialba.

Además, ayudará a la concientización de los gobiernos locales en el uso y la divulgación de las amenazas volcánicas frecuentes, como una medida anticipada, así como promover el acervo de datos e información digital y en línea para todos de forma eficaz y confiable (digital y accesible a toda la población y desarrolladores en la Web de la CNE), con el fin de prever e informar sobre la exposición al riesgo volcánico a la población costarricense.

Al final, se vierten una serie de recomendaciones que podrían ser paulatinamente acatadas en el corto plazo, algunas de ellas, incluso, ya se están poniendo en práctica.

Claramente, la actual crisis generada por la pandemia del COVID-19 influyó en que el trabajo de campo fuera limitado, aunque en términos generales, se logró concretar la tarea con una calidad bastante aceptable, teniendo en cuenta las limitaciones y los cambios durante la marcha que se tuvieron que realizar.



Fig. 1.3: Mapa regional con la localización del volcán Turrialba y su volcán hermano el Irazú. En el extremo inferior derecho, la ciudad de Turrialba.

METODOLOGÍA

Los estudios de peligro volcánico abarcan diferentes ramas de la geología (geología de campo, geocronología, tefrostratigrafía y geoestadística), en donde la utilización de herramientas como los sistemas de información geográfica (SIG) y los modelos computacionales, pueden ser muy valiosos para el reconocimiento y evaluación del peligro volcánico, presentándose generalmente diferentes escenarios de bajo, medio y máximo peligro. Los escenarios pueden llegar a ser muy detallados, en los que no solo se presentan las diferentes situaciones y los sectores con mayor probabilidad de ser afectados ante cada tipo de peligro, sino que se incluyen plazos (recurrencia y probabilidad de erupción). Sin embargo, todos los estudios de detalle requieren de un soporte económico y tiempo para poder realizar los trabajos necesarios que los sustenten.

Se recopiló información bibliográfica extensa con el fin de conocer los trabajos previos sobre este tema, abarcando las diferentes ramas de la geología como la geomorfología, la tectónica y la sismología. Se consultaron textos y mapas, tanto en físico como en digital, ubicados en la base de datos de la biblioteca de Geología de la Universidad de Costa Rica, bibliotecas privadas e información académica de la RSN y del OVSICORI.

Por otro lado, se realizó trabajo de campo para el levantamiento y descripción de cortes geológicos, además de la toma de datos estructurales y observación de la geomorfología. También se utilizó un vehículo aéreo no tripulado (*drone*) con el fin de tomar fotografías aéreas oblicuas para la observación de geoformas. Para el análisis morfotectónico del macizo se utilizaron fotografías aéreas de *drone*, también las tomadas con cámara manual.

Asimismo, se utilizó imágenes satelitales de *Google Earth*, pares estereoscópicos de fotografías aéreas del proyecto TERRA y sobrevuelos del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

Para la creación de mapas, se utilizaron Sistemas de Información Geográfica (SIG), como QGIS e Ilwis; también una base topográfica con curvas de nivel extraídas del IGN (2016). Estos mapas tienen una escala 1:25 000, con curvas guía cada 20 m y auxiliares cada 10 m, lo que permitió la generación de modelos de sombras y de elevación digital (MED). Otros datos de georreferencia se obtienen a partir de un vuelo fotogramétrico desarrollado sobre el volcán, por Aerodiva (2015) para la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), con lo cual se logra establecer imágenes tridimensionales fotogramétricas según la aerotriangulación y modelo digital (ortofotomosaico) del terreno (I semestre 2015), para desarrollar mapas de elevaciones, sombras, pendientes y dirección de pendientes.

Se recolectó información de sismológica extraída de la literatura (Güendel, 1985; Fernández *et al.*, 1998; Calvo *et al.*, 2019, entre otros).

En el presente trabajo se va a denominar caldera de avalancha (Leyrit, 2000), también llamada depresión de avalancha (Szakács y Seghedi, 2000), al anfiteatro de un colapso sectorial en un volcán con bordes escarpados y limitado por fallas de deslizamiento laterales, que originó un depósito de avalancha de escombros volcánica. El término avalancha de

escombros volcánica o avalancha volcánica, como una traducción del término en inglés, *volcanic debris avalanche*, es de amplio uso y aceptación dentro de la comunidad científica vulcanológica hispanoparlante (García-Cacho, 2010; Murcia *et al.*, 2013).

Las dataciones radiométricas fueron realizadas en los laboratorios de la empresa Beta Analytic (EEUU) mediante la datación de sedimentos AMS. Para ello, se tomaron muestras en las unidades geológicas donde se observaba un mayor contenido de materia orgánica. Estas muestras se colocaron en papel de aluminio para evitar su contaminación con carbono procedente de las bolsas de muestreo. Ya en el laboratorio se extrajo la fracción orgánica de la muestra mediante su tamizado y un baño ácido para eliminar los carbonatos. En esa fracción orgánica se midió la razón $^{14}\text{C}/^{13}\text{C}$ utilizando un acelerador de partículas. Una explicación más detallada del procedimiento de análisis se puede consultar en la web de la empresa (<https://www.radiocarbon.com/espanol/datacion-laboratorio.htm>). Cuando se calibra una muestra de radiocarbono se tiene un intervalo que puede ir del 68 % al 95 % de probabilidad dependiendo de si se escoge 1 sigma o 2 sigma, lo que quiere decir es que ese intervalo es el error que se puede graficar. Independientemente de eso, muchas veces se trabaja con la mediana. Desde aproximadamente el año A. D. 1800 el error de la técnica es alto, por lo que para los últimos 150-200 años la precisión de la datación es baja.

El carbón suele ser la mejor opción para datar, dado que, si fue producido por un evento volcánico de elevada temperatura al combustionar una planta, indica la edad del evento eruptivo. Los paleosuelos o sedimentos, en cambio, suelen representar un rango temporal más amplio. Las plantas pueden ser una buena opción para las citas porque pueden ser de corta duración, por lo que representan un evento más único en el tiempo. Sin embargo, se debe de tener en cuenta que podría haber una posibilidad de que el material vegetal contenga raíces u otro material vegetal más joven intrusivo, el cual pueda afectar a la edad, haciéndolo más joven de lo esperado. Al considerar el sedimento orgánico o paleosuelos, se debe de tomar en cuenta que puede, representar un sistema abierto, donde el carbono puede moverse dentro o fuera del entorno de depósito. La fecha en el material vegetal representará el carbono dentro de las células de la planta, mientras que la fecha en el sedimento representará el promedio de los múltiples componentes orgánicos dentro de ella.

La designación era *común* (e. c., también como E. C.); a veces como *era vulgaris* (e. v.) y *antes de la era común* (a. e. c., A. E. C.) son usadas por algunos científicos y académicos laicos (agnósticos o ateos) o seguidores de alguna confesión o para mantener una neutralidad, puesto que para algunos *antes de Cristo* (a. C.), *después de Cristo* (d. C.) o *Anno Domini* (A. D.), que significa “en el año de nuestro señor”, poseen un matiz religioso. Sin embargo, dichas denominaciones a. C., d. C. y A. D. aún se sigue utilizando en los laboratorios de radiocarbono y en publicaciones científicas, por ello, acá se opta por el criterio tradicional, sin que necesariamente denote alguna tendencia religiosa particular de parte de los autores.

1. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN TURRIALBA

Dentro de los trabajos previos relevantes, destacan los primeros trabajos que se refieren al clímax de la actividad eruptiva de 1864-1866, sobresaliendo las fuentes primarias, entre ellas, la descripción de la actividad volcánica y las exploraciones publicadas en el diario oficial del gobierno llamado *Gaceta Oficial* (1864 a-e, 1865), posteriormente llamado *La Gaceta*, así como las descripciones del explorador alemán Seebach (1865, 1892), único geólogo que asciende al cráter activo el 9 de marzo de 1865, quien aporta los únicos dos dibujos del volcán en erupción (lámina 8 en Seebach, 1865 y otra figura más detallada en 1892), que son muy parecidos entre sí, pero varían en ciertos detalles. El libro de Karl von Seebach titulado *Über Vulkane Centralamerikas.- Aus den nachgelassenen Aufzeichnungen von K. von Seebach* (Sobre volcanes de América Central- a partir de las grabaciones póstumas de K. von Seebach), fue publicado *posmortem* en 1892.

El afamado vulcanólogo italiano y sacerdote católico Giuseppe Mercalli, autor de la escala de intensidad sísmica que se utiliza en Costa Rica y en otros lugares del mundo, clasificó la erupción del Turrialba como ultravulcaniana (Mercalli, 1907) en su seminal libro *Vulcani Attivi della Terra. Morfologia – dinamismo – prodotti – distribuzione geografica* (Los volcanes activos de la Tierra. Morfología - dinamismo - Productos - Distribución Geográfica).

González (1910) compila las noticias publicadas en el diario “*La Gaceta*” (sic) con fechas del 12/3/1864, 25/09/1864, 2/10/1864, 9/10/1864 y reproduce el documento de Pittier, escrito en 1888 y publicado en 1889 (Pittier, 1889: 49-53).

Tristán (1922) y mucho más recientemente Zeledón (2014), reproducen al español la parte que corresponde a Costa Rica del documento *posmortem* de Seebach (1892). Sin embargo, el documento de Seebach (1865) aporta información que no está contemplada en su libro póstumo y que muchos autores no tomaron en consideración.

Más recientemente, sobresalen las fuentes técnicas, particularmente, Reagan (1987) y Reagan *et al.* (2006), quienes son los primeros en describir la actividad eruptiva del Turrialba desde el punto de vista de la vulcanología moderna. Establecen sus productos y secuencia eruptiva caracterizada por erupciones freáticas, freatomagmáticas (vulcaniana con fases de oleadas piroclásticas), hasta estromboliana violenta. Tanto Reagan (1987), Reagan *et al.* (2006) y Soto (2012a, b) concluyen que, con seguridad, el cráter ubicado al SW (en efecto observado activo por Seebach) y quizás el cráter Central (no observado por ningún testigo) estuvieron en algún momento simultáneamente activos.

McBirney y Williams (1965) y Paniagua (1983) y Tournon (1984) realizan los primeros análisis químicos de las bombas asociadas con la erupción de 1864-1866, pero son Reagan (1987) y Di Piazza (2013) quienes hacen los estudios petrológicos más detallados y extensivos del volcán, los cuales fueron publicados posteriormente en forma parcial (Reagan *et al.*, 2006; Di Piazza *et al.*, 2015, 2019). Rizzo *et al.* (2016) y DeVitre *et al.* (2019) complementan los estudios petrológicos de detalle enfocados a los eventos históricos.

Reagan (1987), Reagan *et al.* (2006), Soto (2012b) y Di Piazza (2013) realizan una compilación e interpretación de la información vulcanológica del Turrialba hasta ese momento e incluyen, dentro de los escenarios de peligro, la actividad del Turrialba de 1864-1866 como modelo a seguir, en especial para el período eruptivo de inicios del siglo XXI. En efecto, algunos estudios realizan comparaciones entre los productos de las erupciones de 1864-1866 con los del Turrialba durante el 2014-2017 (Di Piazza, 2013; Di Piazza *et al.*, 2015; de Moor *et al.*, 2016; Rizzo *et al.*, 2016; DeVitre *et al.*, 2019). En general, estos estudios concluyen que los productos eruptivos juveniles de la erupción de 1864-1866 y 2010-2020 corresponden con basaltos hasta andesitas basálticas y algunas traquiandesitas, aunque los vidrios volcánicos asociados (tanto en las cenizas como en las inclusiones dentro de los minerales) presentan rangos de variaciones muy amplios en sílice y álcalis dentro de la serie calcoalcalina con tendencia alcalina, variando desde basaltos, andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas basálticas, traquiandesitas, traquidacitas e incluso dacitas y riolitas.

Alvarado (2009) y González *et al.* (2015) reinterpretan documentos antiguos y dan cabida a que el volcán tuvo una actividad eruptiva menor, unos años antes de 1864, en incluso el primer autor lo extiende hasta quizás fin del siglo XIX. Hilje (2008, 2018) y Peraldo y Mora (2008) aportan comentarios sobre la historia del volcán.

Entonces, diversos estudios geológicos, sismotectónicos y vulcanológicos relevantes se han realizado por más de un siglo, dentro de los cuales destacan aquellos presentados en el Cuadro 1.1.

Cuadro 1.1: Estudios geológicos y vulcanológicos relevantes del volcán Turrialba.

| Aspectos sobresalientes estudiados | Referencias relevantes |
|---|--|
| Actividad histórica | Reagan (1987), Soto (2012b), González <i>et al.</i> (2015), Alvarado <i>et al.</i> (2016a, b), Campos y Alvarado (2019) |
| Geomorfología | Alvarado <i>et al.</i> (2004), Reagan <i>et al.</i> (2006), Salazar (2012), Soto (2012a, b), Calvo <i>et al.</i> (2019) |
| Geología | Soto (1988a), Reagan <i>et al.</i> (2006), Ruiz <i>et al.</i> (2010) |
| Geocronología | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006), Ruiz <i>et al.</i> (2010) |
| Sismotectónica | Fernández <i>et al.</i> (1998), Linkimer (2003), Lupi <i>et al.</i> (2014), Calvo <i>et al.</i> (2019) |
| Sismología volcánica | Bean <i>et al.</i> (2013), Eyre <i>et al.</i> (2013, 2015) |
| Gases volcánicos | Martini <i>et al.</i> (2010), Hilton <i>et al.</i> (2010), Vaselli <i>et al.</i> (2010), Champion <i>et al.</i> (2012), Conde <i>et al.</i> (2014), Moussallam <i>et al.</i> (2014); de Moor <i>et al.</i> , 2016b; Rizzo <i>et al.</i> (2016), Epiard <i>et al.</i> (2017) |
| Balance hídrico | Alpízar y Vargas (2016) |
| Petrología | Tournon (1984), Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006), Ruiz <i>et al.</i> (2010); Di Piazza (2013), Di Piazza <i>et al.</i> (2015), Rizzo <i>et al.</i> (2016), DeVitre <i>et al.</i> (2019) |
| Tefroestratigrafía | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| Conos satelitales | Ruiz <i>et al.</i> (2010), Elizondo <i>et al.</i> (2019) |
| Estudios de peligro volcánico | Paniagua y Soto (1986, 1988), Reagan (1987), Jerez y Cline (1990), Soto y Paniagua (1992), CBNDR-RAPCA (2000), Alvarado (2006), Reagan <i>et al.</i> (2006), Soto y Alvarado (2007, 2008), Rojas (2011), Soto (2012a, b), Sjöbohm, (2013), Manen (2014), Ruiz <i>et al.</i> (2015), Vargas y Alvarado (2017) |
| Percepción del riesgo | Manen (2014), Manen <i>et al.</i> (2015), Campos (2018); Campos y Alvarado (2019) |
| Salud frente al vulcanismo | Manen (2014), Yglesias-González y Chamizo-García (2014), Alvarado J. y Martínez (2017), Ortiz (2020) |
| Pérdidas económicas | Aguilar y Alvarado (2014), Alvarado <i>et al.</i> (2016a), Abarca y Alvarado (2017), Aguirre y Chaves (2017), Coto-Cedeño (2019) |

2.1 MARCO GEOLÓGICO

El macizo volcánico comparte la misma estructura basal con el volcán Irazú (volcanes hermanos). Si se mira al volcán Turrialba desde lejos, no posee una forma cónica perfecta y más bien parece un cerro, pero si se le observa desde el Irazú o desde la finca Central posee una forma cónica. Posee pendientes desde fuertes y escarpadas en el lado N, a más moderadas en su lado SE y SW. Se levanta unos 2900 m desde las llanuras en el Caribe y unos 2600 m desde la ciudad de Turrialba. El cono actual y más joven, el Turrialba propiamente dicho, creció sobre el Paleo-Turrialba; se levanta unos 750 m hasta su cima, compuesto principalmente de coladas de lava y corrientes de densidad piroclástica (Soto, 1988a, b).

El nacimiento del volcán Turrialba se podría trazar posiblemente a un millón de años atrás (Alvarado y Gans, 2012), aunque la mayoría de las rocas de esa fase están cubiertas por los productos posteriores y se tendrían que buscar en los cañones de los ríos Bonilla, Pascua, Dos Novillos y Toro Amarillo (Fig. 2.1). En lo profundo de varios de estos ríos afloran rocas sedimentarias antiguas (calizas, areniscas, lutitas, conglomerados) del Eoceno al Plioceno (entre unos 40 y 2.5 millones de años, Ma), así como rocas volcánicas principalmente del Plioceno con edades entre 5 y 2.5 Ma (Tournon y Alvarado, 1997; Alvarado y Gans, 2012). Sin embargo, la mayor parte de lo que la gente visualiza como el volcán Turrialba a la distancia, se debió de haber construido hace menos de 200 000 años (= 200 ka), pero principalmente durante los últimos 100 000 años (Ruiz *et al.*, 2010). Dentro de la evolución compleja del macizo del Turrialba, sobresalen los grandes focos extintos, pero todavía conservados: el volcán Dos Novillos (Fig. 2.2 y 2.3) y los restos del volcán Finca Liebres (Alvarado *et al.*, 1986; Alvarado, 2000; Ruiz *et al.*, 2010).

El cañón del río Toro Amarillo (antiguamente llamado solamente Toro) sobresale por ser uno de los más profundos del país con 1100 m de profundidad con una de las tasas de erosión más elevadas del mundo (Galve *et al.*, 2012), justamente el río que divide el macizo del volcán Turrialba con el Irazú (Fig. 2.2 y 2.3).

Con base en el estudio geocronológico detallado de Ruiz *et al.* (2010), complementado por Alvarado y Gans (2012), la historia eruptiva del Turrialba se puede resumir en:

- a. Conformación del vulcanismo antiguo o inicial (Proto-Turrialba: 193 km³), posiblemente entre 1 Ma (1 000 000 de años) y 0.6 Ma (600 000 años), poco estudiado.
- b. Desarrollo del vulcanismo intermedio (Paleo-Turrialba: 62 km³), cronológicamente no muy bien establecido y poco estudiado, entre 0.6 y 0.25 Ma.
- c. Construcción del vulcanismo reciente (Neo-Turrialba: 57 km³) con la formación de los centros eruptivos de tales como los volcanes extintos Los Cabros (~100 ka) y Dos Novillos, el Turrialba actual (≤ 100 ka) con dos fases constructivas, la primera a los 100-60 ka (incluyendo el cono satelital El Armado, 61 ka) y la segunda en el lapso 10-0 ka.



Fig. 2.1: Se observa al fondo el volcán Turrialba y en el primer plano, el cañón del río Toro Amarillo con una profundidad de 1.1 km, quizás el valle fluvial más profundo de formación geológicamente reciente. Otros valles más profundos se encuentran en la cordillera de Talamanca, pero son de una historia más antigua. Imagen tridimensional fotogramétrica según aerotriangulación (ortofotomosaico) realizada el 2 de junio del 2015, aportada por Aerodiva y CNE.



Fig. 2.2: Volcán Dos Novillos (diciembre del 2016).

La geología del Turrialba y sus alrededores está contemplada en los estudios de detalle de Soto (2012b) y Ruiz *et al.* (2010), incluyendo sus mapas geológico generalizado y local (Fig. 2.3 y 2.4) y su mapa local junto con su columna estratigráfica (Fig. 2.5). No se considera necesario repetir lo dicho en dichos estudios dado que, aunque son muy valiosos, no resulta meritorio ahondar en las unidades geológicas antiguas (>50 ka), que no aportan datos fundamentales para el peligro volcánico, que suele evaluarse para los últimos 50 ka.

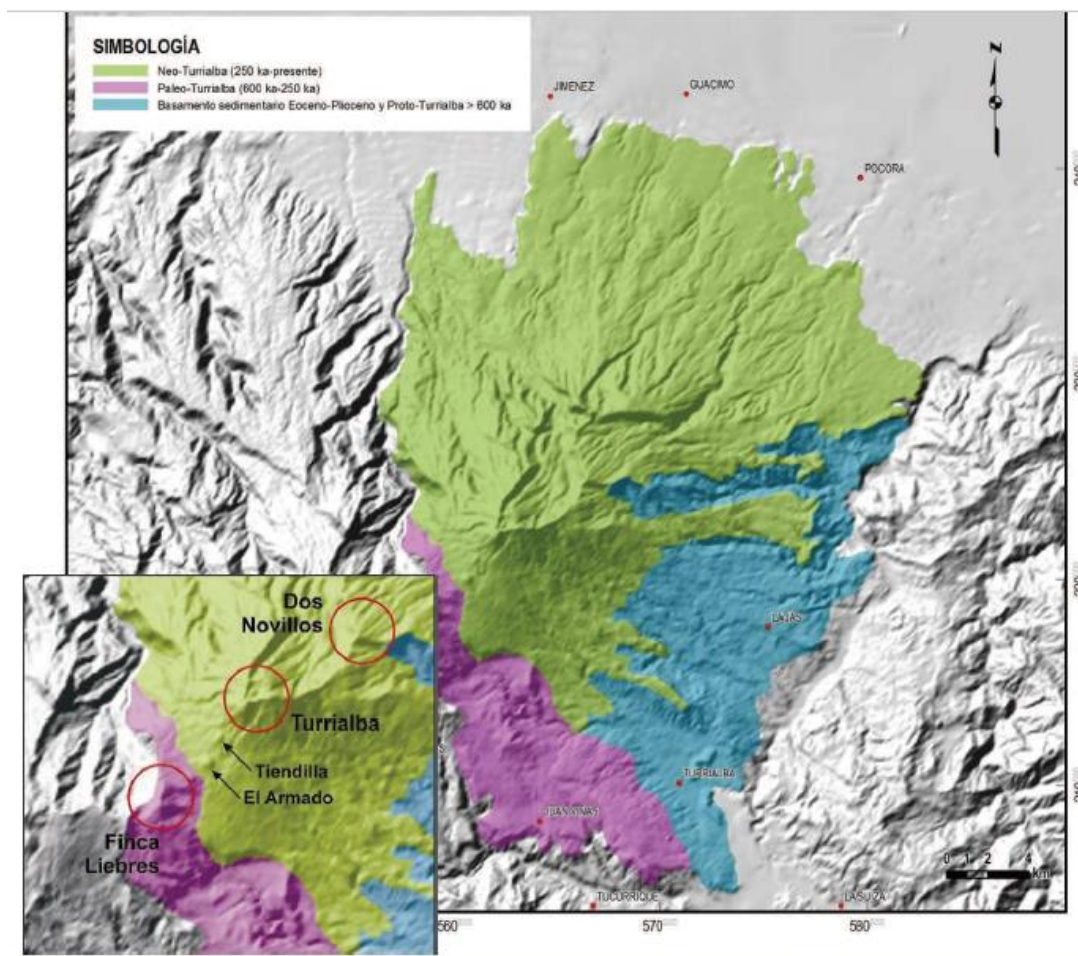


Fig. 2.3: El macizo del volcán Turrialba subdividido en Paleo y Neo-Turrialba, donde se muestra en celeste el basamento pre-Turrialba (Ruiz *et al.*, 2010; Soto, 2012; Sjöbohm, 2013).

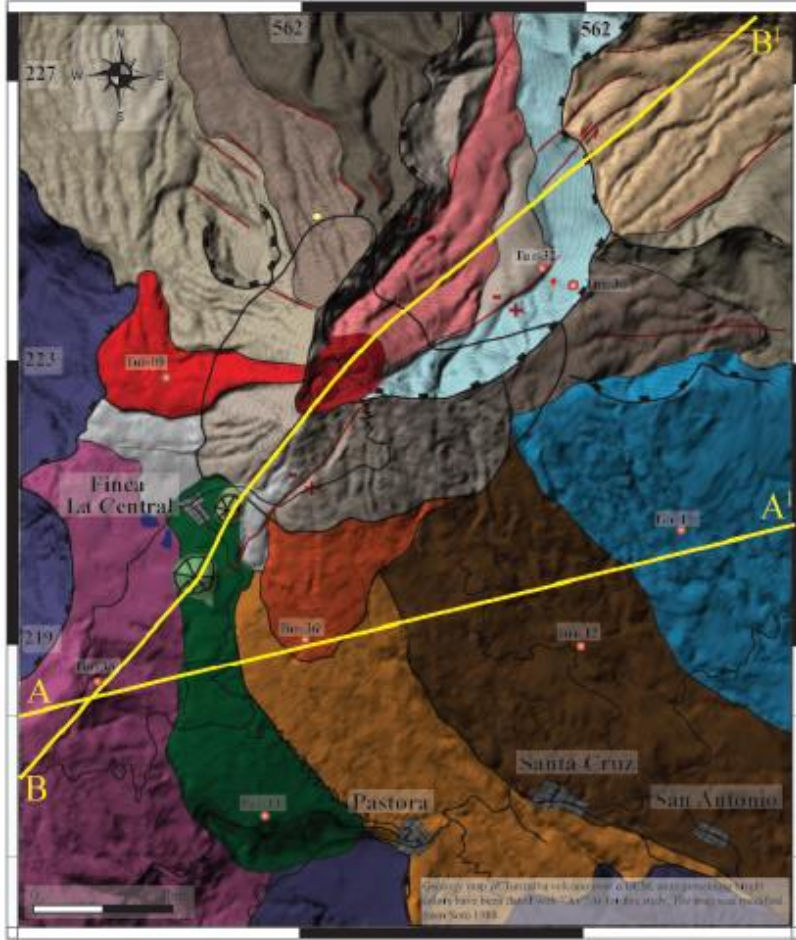
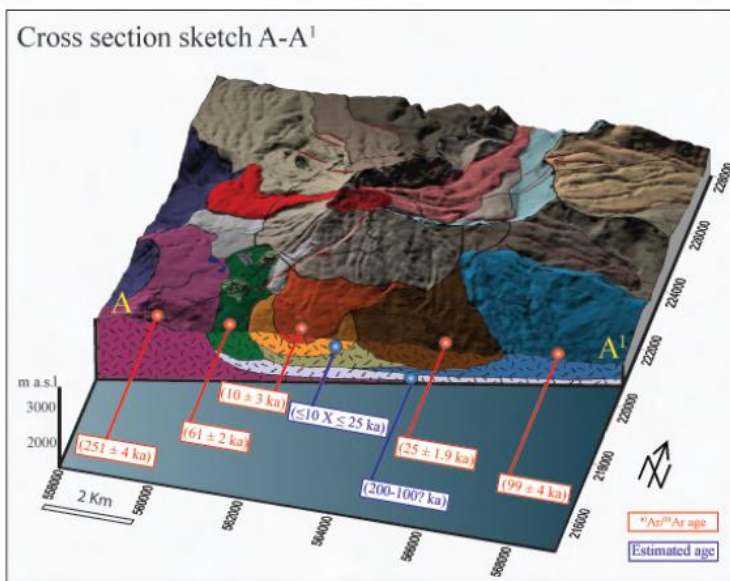
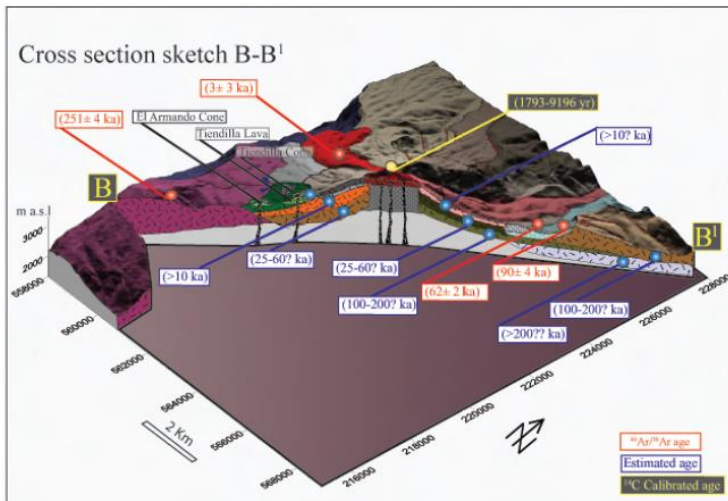


Fig. 2.4: Mapa geológico simplificado (Modificado de Ruiz *et al.*, 2010).



| Sample ID | Location | | Material | Plateau age, Ka | Integrated Age, Ka | Isochron Age, Ka | ⁴⁰ Ar/ ³⁹ Ar Intercept | MSWD | % ³⁹ Ar on Plateau | K ₂ O* | Volcanic Unit name |
|-----------|------------|-------------|----------|-------------------|--------------------|------------------|--|-------|-------------------------------|-------------------|---------------------|
| | Latitude N | Longitude W | | | | | | | | | |
| TUR-08 | 10.02 | 83.78 | matrix | 3 ± 3 | 4 ± 4 | 7 ± 6 | 294.2 ± 3 | 0.93 | 98 | 3.27 | La Picada |
| TUR-36 | 9.99 | 83.77 | matrix | 10.0 ± 3 | 14 ± 4 | 19 ± 14 | 292.9 ± 5 | 0.539 | 99.9 | 1.57 | Aguares |
| TUR-12 | 9.99 | 83.73 | matrix | 25.6 ± 1.9 | 42 ± 2 | 24 ± 10 | 297 ± 13.2 | 0.54 | 85 | 3.56 | Lower Turrialba 3 |
| TUR-32 | 9.97 | 83.74 | matrix | 62.0 ± 2 | 62 ± 3 | 62 ± 5 | 295.7 ± 4.3 | 0.45 | 100 | 2.88 | Bajos 1 |
| TUR-33 | 9.97 | 83.77 | matrix | 61.0 ± 6 | 59 ± 7 | 30 ± 40 | 299.1 ± 8.9 | 2.22 | 76 | 1.57 | El Armado flow |
| TUR-19 | 10.00 | 83.72 | matrix | 90.0 ± 4 | 107 ± 6 | 80 ± 20 | 297.3 ± 2.1 | 0.611 | 86.7 | 1.54 | Los Cabros |
| TUR-30 | 10.03 | 83.73 | matrix | NP | 99 ± 3 ka | 100 ± 16 | 295.6 ± 6.5 | 19 | NP | 2.47 | Los Cabros |
| TUR-38 | 9.98 | 83.79 | matrix | 251 ± 4 | 244 ± 4 | 260 ± 60 | 294.2 ± 7.6 | 0.091 | 72.6 | 2.68 | Finca Liebres upper |

NP= No plateaus, K2O*=wt% from Geochemistry analyses

Table 1. Age Determination for Volcanic Rocks From Turrialba volcano

Fig. 2.5: Esquemas geológicos tridimensionales del volcán Turrialba y las dataciones. Para su posición (perfil), ver el mapa previo (Ruiz *et al.*, 2010).

Desde el punto de vista petrográfica y geoquímico, las coladas de lava, los cuerpos hipoabisales (diques) y los productos piroclásticos prehistóricos del Neo-Turrialba tienen contenidos de SiO₂ entre 51.18 y 65.57 wt% por lo que clasifican como basaltos hasta dacitas, con predominancia de las andesitas basálticas y las andesitas (Tournon, 1984; Reagan, 1987; Ruiz *et al.*, 2010; Di Piazza, 2013; Di Piazza *et al.*, 2019).

Petrográficamente, las lavas (coladas y rocas piroclásticas) poseen una textura hipocristalina a holocristalina porfirítica (15-49.5 % vol. fenocristales) con listones de plagioclasas (14-30 % vol.) euhedrales y con zonación normal o inversa, variando desde andesita a bytownita (An₉₀₋₃₉), clinopiroxeno (2-10.5 % vol., W₀₃₉₋₅₀En₄₁₋₅₀Fs₆₋₁₅) del tipo augita a diópsido, algunas con núcleos ricos en titanio enriquecidos en diópsido y hedenbergita, aunado a la presencia variable de olivino con zonación normal (0-5 % vol., Fo₈₇₋₆₁), en ocasiones con inclusiones de espinelas; también, puede presentarse como xenocristales (Fo₉₆₋₇₄) con coronas de opx u opx+mt+plag. Se presentan, además, cantidades variables de fenocristales de ortopiroxeno (0-4 % vol., W₀₃₋₄En₆₆₋₈₂Fs₂₂₋₂₈), por lo general con zonación normal, a veces la presencia de hornblenda parda (pargasítica) con bordes opacitados (0-0.5 %) y rara vez grandes fenocristales de biotita. Los minerales opacos como microfenocristales o agregados suelen corresponder con titanomagnetita con cantidades variables de ulvoespinela, espinela e ilmenita. El ortopiroxeno suele presentarse en andesitas con MgO <5.5 wt% en sustitución del olivino, mientras que el anfíbol se ocurre en andesitas con SiO₂ 56-58 wt% o en ciertas dacitas con SiO₂ 64 wt% (p. ej., colada La Picada); la biotita puede aparecer raramente como grandes fenocristales en coladas de andesitas (p. ej., cascada de Chindama, flanco N). El apatito se presenta como microfenocristales dentro de los piroxenos. La matriz varía de intergranular y pilotaxítica a intersertal e hialopílica, con las mismas fases mineralógicas, tales como microlitos de labradorita (An₅₃₋₆₄), microlitos a microfenocristales de olivinos (Fo₆₈₋₈₁), además de ilmenita y hematita, poco vidrio pardo (dacítico hasta riolítico y traquílico), apatito y cristobalita; la biotita magnésica puede ser abundante en la matriz, aunque algunos de estos microlitos pueden ser biotitas secundarias. Algunas dacitas presentan textura perlítica, esferulítica, fluidal y bandeada. Las lavas pueden contener frecuentes inclusiones de lavas más antiguas o inclusiones grabonortíticas con textura simplectítica con intercrecimiento de ol+opx+cpx+mt, mt+opx+plag y ol+plag+cpx+mt (0-1 %). Las vesículas están ocasionalmente rellenas por cuarzo secundario o cristobalita (Alvarado, 1984; Tournon, 1984; Reagan, 1987; Di Piazza, 2013; Di Piazza *et al.*, 2019).

Una descripción petrográfica detallada (mineralogía, microscopio petrográfico y electrónico de barrido) de las cenizas recientes del volcán Turrialba del período del 2010-2016 (Cuadro 2.1), se puede encontrar en Alvarado *et al.* (2016a, b).

Los estudios geoquímicos de las bombas relacionados con los productos de 1864-1866, se clasifican mayoritariamente como basaltos transición a andesitas basálticas, algunas traquiandesitas, con contenidos de SiO₂ 50.57-53.20 wt% (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006; Di Piazza, 2013; Di Piazza *et al.*, 2015). Los vidrios comagmáticos (tanto en las cenizas como en las inclusiones dentro de los minerales), presentan rangos de variaciones más amplios en sílice y álcalis dentro de la serie calcoalcalina con tendencia alcalina: desde basaltos, andesitas basálticas, andesitas, traquiandesitas basálticas, traquiandesitas, traquidacitas e incluso dacitas y riolitas, patrones geoquímicamente muy similares a los productos explosivos

del 2010-2020. Estas variaciones geoquímicas tan amplias se pueden deber a mezcla de magmas y por alteración hidrotermal de los vidrios (de Moor *et al.*, 2016; Rizzo *et al.*, 2016; DeVitre *et al.*, 2019). La mineralogía y la petrografía de los productos del siglo XIX están basadas en Reagan (1987), Di Piazza (2013) y DeVitre *et al.* (2019). Las bombas y lapilli escoriáceos poseen vesículas redondeadas (12-56 % vol.) y una textura hipocristalina porfírica (30-40 % vol. fenocristales) con listones de plagioclasas (14-27 % vol.), euhedrales y con zonación normal, variando desde bytownita a labradorita (An₈₈₋₅₁ hasta An₆₉₋₆₀), clinopiroxeno (~20 % vol., Wo₃₇₋₄₆En₄₂₋₄₆Fs₇₋₁₅) del tipo augita, hasta sus miembros más cálcicos (endiópsido, diópsido y salita), aunado a olivino con zonación normal (~10 % vol., Fo₈₈₋₇₅-Fo₇₅₋₇₀) en una alta proporción, por lo que lo muchas muestras corresponden con basaltos, en una matriz con las mismas fases mineralógicas, tales como microlitos de labradorita (An₅₀₋₆₈), olivinos más fallálticos (Fo₇₁₋₇₅), minerales opacos (magnetita cromífera) y poco ortopiroxeno (<1 % vol.).

Cuadro 2.1: Comparación petrográfica de las cenizas del 2010, 2012 y 2013 (Alvarado *et al.*, 2016a).

| Componente y abreviación utilizada | Código de muestras por años | | |
|------------------------------------|-----------------------------|--------------------|---------------------|
| | TU-100105 A1 (2010) | TU-120119A1 (2012) | TU-130521 A1 (2013) |
| Plagioclasa (Plag) | 3 | < 1 | 3 |
| Opacos (Mt) | 2 | - | < 1 |
| Clinopiroxeno (Cpx) | 4 | 1 | 2 |
| Ortopiroxeno (Opx) | 1 | - | 1 |
| Biotita alterada | < 1 | - | 1 |
| Olivino (Ol) | - | < 1 | - |
| Lítico piroclástico (Lp) | 15 | 16 | 6 |
| Taquilita (Ta) | 11 | 21 | 20 |
| Sideromelana (Sd) | 14 | 11 | 26 |
| Lítico porfírico (Lv) | 12 | 16 | 10 |
| Lítico alterado | 8 | 15 | 10 |
| Ceniza muy fina | 17 | 4 | 1 |
| Vidrio alterado | 1 | 3 | 3 |
| Arcillas (Ar) | 10 | 10 | 12 |
| Óxidos-hidróxidos de Fe (Ox) | 1 | 1 | 1 |
| Alunita (Al) | 1 | 1 | 4 |
| Cuarzo fino | < 1 | - | - |
| Ø máximo (phi) | 0,2 | -1,24 | -0,99 |

MARCO NEOTECTÓNICO

A continuación, se desglosan y describen aspectos geomorfológicos, tectónicos y de vulcanología, base fundamental para el estudio de amenaza volcánica.

Puesto que, para un estudio de amenaza volcánica, las unidades y estructuras más relevantes son aquellas del Holoceno (últimos 11 700 años) o a lo sumo del Pleistoceno Superior Tardío, justo aquellas que represente un mayor potencial de repetirse a corto plazo, en el presente estudio se les da particular énfasis a dichas unidades estratigráficas y tectónicas.

Desde el punto de vista tectónico, está bien establecido que, en la parte central de Costa Rica, el eje compresivo máximo de esfuerzos horizontales posee un rumbo general promedio de N10-22°E (Montero, 1994; López, 1999). Esta deformación tectónica por la acción de esfuerzos, puede dar lugar a varios tipos de fallamiento: a) compresivo, que involucra fallas inversas (con orientación cercana a E-W) y plegamientos; b) extensional, dominado por fallas normales (con orientación cercana a N-S) y c) fallas de rumbo dextrales (principalmente con orientación NW) y sinestrales (principalmente con orientación NE). Este sistema de fallas compuestas sigue un modelo teórico de cizalla tal y como fue propuesto originalmente por Montero (1994, 2001) para el país.

El volcán Turrialba está emplazado en una zona de fractura con dirección NE, con fallas transversales y traseras al eje volcánico de la CVC (Stoiber y Carr, 1973), aunque a nivel más regional está influenciado por diversas fallas con rumbos NE-SW, E-W y NW-SE (Fig. 2.6) en sus diversas vertientes y flancos (Soto, 1988a, b; Montero, 1994; Linkimer, 2003; Linkimer *et al.*, 2018).

En el flanco austral del edificio volcánico del Turrialba, se reconoce un gran anfiteatro con forma de herradura irregular de 5 km de largo por 2.5 km de ancho, desportillado hacia el SE, el cual fue interpretado como una caldera de avalancha o de colapso sectorial (Fig. 2.7). El anfiteatro se denomina Coliblanco y el depósito de la avalancha de escombros volcánico, que se depositó y extendió hasta el valle del Turrialba (incluyendo Angostura) se conoce como la brecha Angostura (de ahí su nombre), con una edad de 17 ka, que constituye un depósito de avalancha volcánica de escombros. Se extendió desde la caldera de avalancha de Coliblanco hasta la Angostura y alrededores, con una longitud de al menos 18 km (Alvarado *et al.*, 2004).

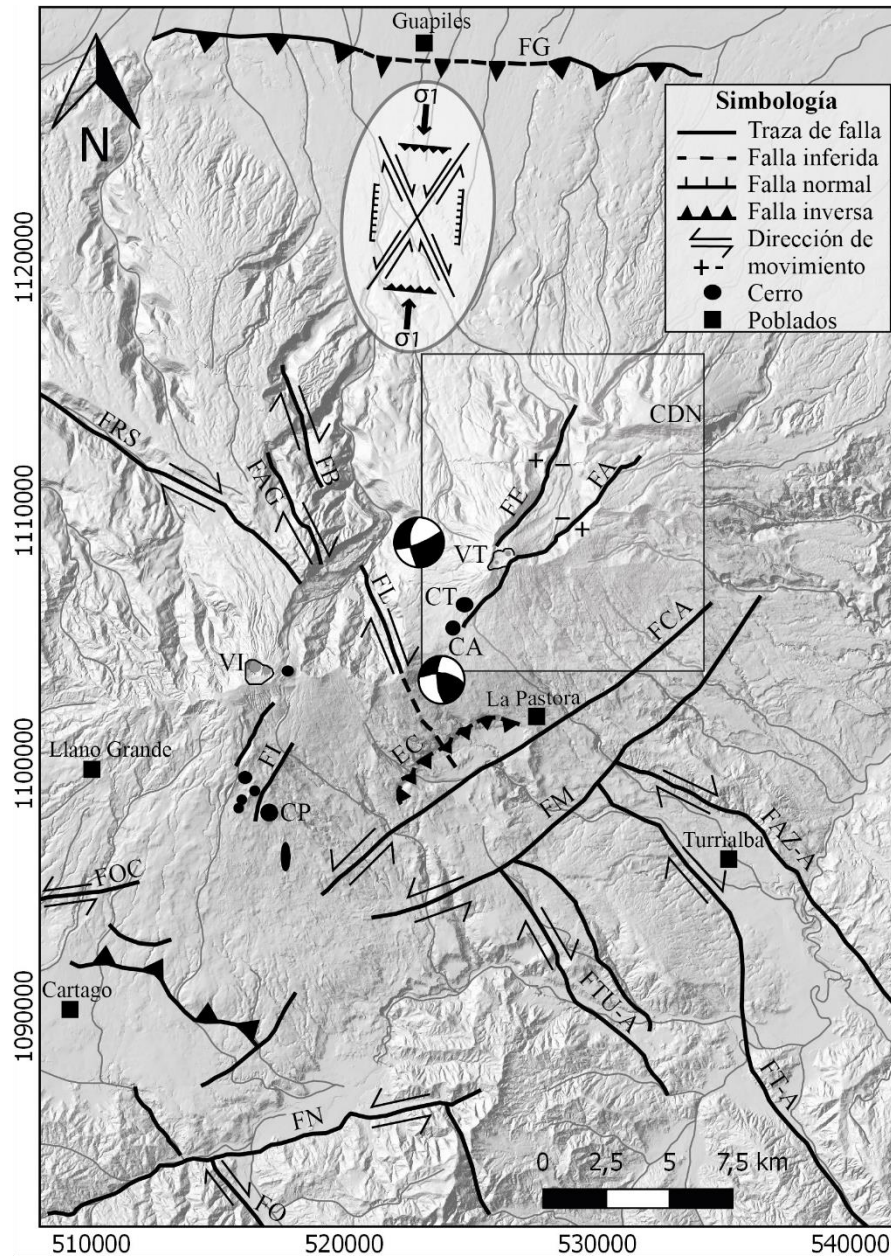


Figura 2.6: Marco tectónico regional asociado al macizo del Turrialba (basado en Soto, 1988; Montero y Alvarado, 1995; Montero, 2001; Linkimer *et al.*, 2018). Se observa el sistema de fallas en relación a la zona de estudio: las fallas Guápiles (FG), Río Sucio (FRS), Blanquito (FB), Liebres (FL), Elia (FE), Ariete (FA), Irazú (FI), Capellades (FCA), Maravilla (FM), Ochomogo (FOC), Navarro (FN), Orosi (FO), Tucurrique-Atirro (FTU-A), Turrialba-Atirro (FT-A) y Azul-Atirro (FAZ-A). Además, se observan los macizos del volcán Turrialba (VT) e Irazú (VI), así como los focos volcánicos de los cerros Dos Novillos (CDN), Tiendilla (CT), Armado (CA) y Pasquí (CP). El escarpe Coliblanco (EC). En la parte superior de la figura se observa el elipsoide de deformación interpretado para el régimen tectónico presente. El recuadro enmarca el área del graben (Calvo *et al.*, 2019).



Fig. 2.7: Escarpe de la caldera de avalancha de Coliblanco cubierto de bosque; al pie la hacienda Coliblanco.

Si se observa desde el aire, el Turrialba posee una forma elongada NE-SW a modo de un espinazo, con una gran abertura en forma de herradura abierta hacia el NE (flanco Caribe), en donde uno de los extremos de la herradura, el más nórdico, está conformado por el cerro San Carlos y el otro extremo por el hito Porfia, donde están las torres de telecomunicación, punto medular para las comunicaciones, particularmente hacia el sector Caribe (Fig. 2.8). Esta depresión cuspidal posee un origen complejo, tanto de graben tectónico como un megadeslizamiento, que será detallado posteriormente. Posterior a la construcción de este anfiteatro cuspidal (de carácter dual: caldera de avalancha y graben volcánico a la vez), se sucedieron al menos dos efusiones de coladas de lava que fluyeron hacia el flanco NE (Reagan, 1987; Soto, 1988a, b; Reagan *et al.*, 2006).

Esta depresión aloja tres cráteres bien definidos y varios otros parcialmente sepultados, destruidos o colapsados a lo largo de 1.3 km por 0.8 km de ancho máximo, además de pequeñas bocas intracráticas. Por ejemplo, el geólogo alemán Karl von Seebach reconoce al menos tres cráteres antiguos y tres todavía bien conservados (Seebach, 1865b, 1892). Estos tres cráteres bien conservados se conocen como el cráter NE (llamado también cráter Este, Oriental o Antiguo), el Central y el SW (llamado también cráter Oeste, W, Occidental o Activo), respectivamente (Fig. 2.9).

El cráter NE (3170 m s.n.m.) posee unos 200 m de diámetro, poco profundo (entre 10 y 15 m de profundidad) y no presenta actividad alguna, anidado dentro de un cráter mayor y más antiguo de 490 m x 400 m. El cráter Central (3150 a 3160 m s.n.m.) se observa fácilmente desde el Mirador y de acceso igualmente fácil; posee un diámetro de unos 150 m y una profundidad entre 19 y 26 m en función del borde desde donde se mida.

Mientras que el cráter ubicado más al SW es el más alto (su borde más bajo a 3173 m s.n.m., abril de 2016), profundo (230 m de profundidad en el 2017; mientras que en el 2020 fue de unos 150 m por relleno de los derrumbes), 230 m de diámetro. Este es el cráter que ha estado activo a través de bocas intracráticas menores en época histórica, que suelen unirse, haciendo crecer el cráter original y profundizándolo (Alvarado *et al.*, 2016; Ruiz *et al.*, 2017).

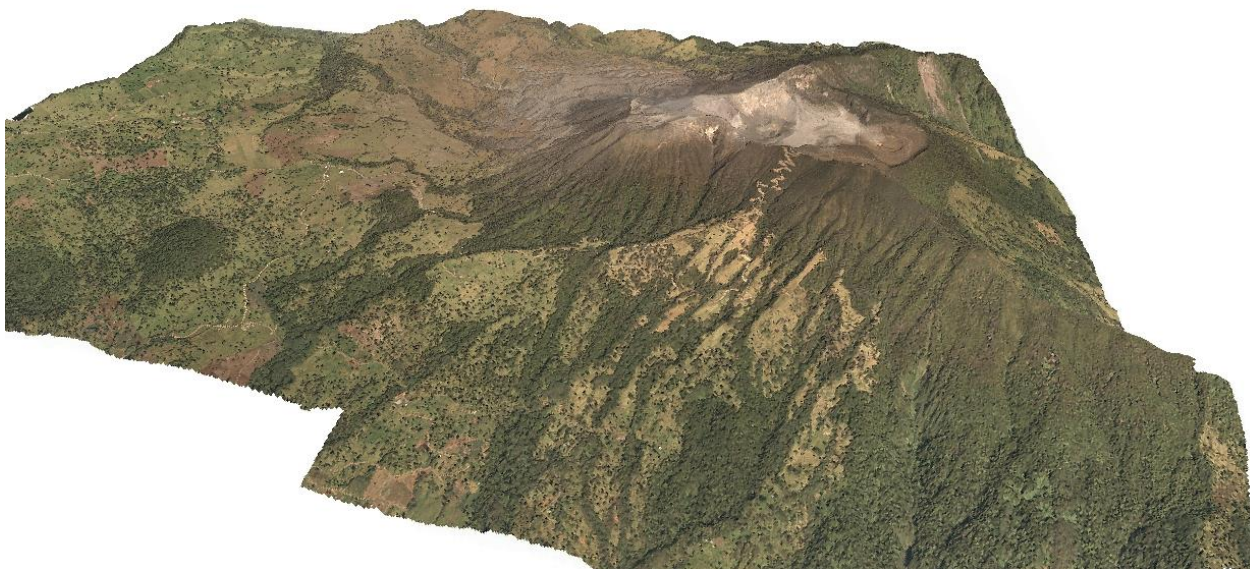
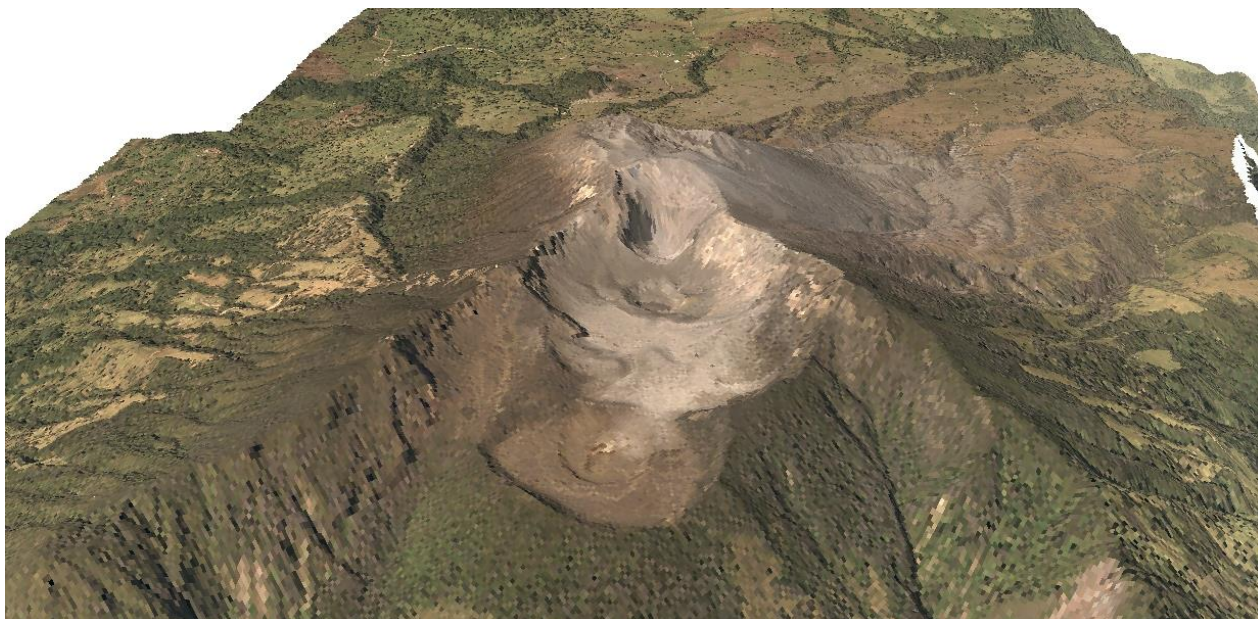


Fig. 2.8: Depresión volcanotectónica y cráteres del volcán Turrialba, mirando desde el NE hacia el SW (arriba) y volcán visto desde el SE. Imagen tridimensional fotogramétrica según aerotriangulación (ortofotomosaico) realizada el 2 de junio del 2015, aportada por Aerodiva y CNE.

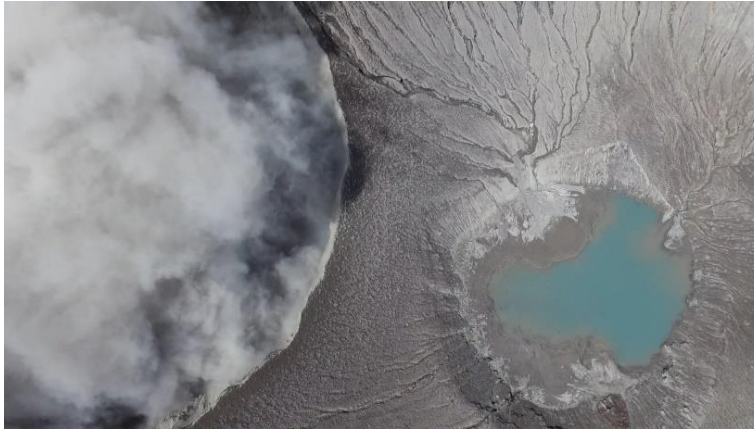


Fig. 2.9: Fotografías (fuente CNE) del cráter Activo de (arriba), del cráter Activo y el Central (centro) y del cráter Oriental, NW y Antiguo (centro).

Sobre este sector de fragilidad tectónica, creció hace 251 ka (Ruiz *et al.*, 2010) el volcán Finca Liebres (*ca.* 3300 m s.n.m.), un edificio volcánico derruido en su flanco N. Tiempo después se instalaron no solo los cráteres cuspidales antiguos del Turrialba, sino los dos conos piroclásticos en el flanco SW, el Tiendilla (2789 m s. n. m.) y El Armado (2746 m s. n. m.). Todo ello sugiere una compleja historia de construcciones y de destrucciones, que han creado otros volcanes tales como el Dos Novillos (*ca.* 2160 m s. n. m.), ubicado al NE de la cima del Turrialba, además de muchos otros, hoy día destruidos por los efectos de la erosión y la actividad volcánica pasada (Alvarado *et al.*, 1986; Soto, 1988a, 1988b; Alvarado, 2000). Justamente, el volcán Dos Novillos, citado previamente, es un volcán posiblemente extinto que se encuentra detrás de los cráteres cuspidales del Turrialba, localizado en la provincia de Limón, desde donde nace el río Parismina (Fig. 2.2 y 2.3).

Una depresión llamada El Hoyo por los locales, se desconocía si podría corresponder con un pequeño cráter de explosión secundario, asociados con estas fracturas volcanotectónicas u otro proceso. Sin embargo, la inspección de campo evidenció que al parecer se trata más bien de una depresión producto de la erosión subterránea por tubificación (sufusión o *piping*) de tefras (piroclastos), aunque aún requiere investigación (Fig. 2.10). Se dice que existe otra similar cercana pero no se ha comprobado su veracidad. La tubificación es un proceso de erosión subterránea por una masa de agua de percolación, la cual arrastra partículas (en este caso, las cenizas), generando canales subterráneos por una remoción progresiva, lo que produce una especie de cueva, que después colapsa, dejando una oquedad. Los procesos de sufusión son complejos y todavía bajo discusión. Los lugareños desgraciadamente han rellenado parcialmente la depresión con escombros restos de animales, lo cual dificulta su interpretación al taparse las evidencias en profundidad.



Fig. 2.10: El Hoyo, una depresión cilíndrica, posiblemente originada por sufusión (tubificación) de tefras cerca de La Central (2629 m s. n. m.; Latitud 9.99850965, longitud -83.78437222; 559.779E-220.325N).

El graben y la caldera de avalancha compleja cuspidal

El Neo-Turrialba presenta un control estructural principal evidenciado por sus tres cráteres principales alineados NE-SW (cráter SW o Activo, cráter Central y cráter NE), los conos secundarios Armado y Tiendilla en su flanco SW con orientación NE (Alvarado *et al.*, 1986; Soto, 2012b), estructuras lineales relacionadas con las fallas Ariete y Elia a lo largo de un graben cuspidal (Soto, 1988a, b; Linkimer, 2003) y una caldera de avalancha abierta hacia el NE (Soto, 1988b; Reagan, 1987), lo que confirma la zona de debilidad tectónica (Stoiber y Carr, 1973). Esta caldera de avalancha y sus depósitos hacia Bajos de Bonilla o Bajos del Volcán, es propuesta por Reagan *et al.* (2006) como una morfología posiblemente modificada por la presencia de un glaciar durante la última glaciación, aspecto poco probable dada su altitud. Más bien parece que la caldera de avalancha es mucho más joven que la edad del término de la última glaciación.

Las coladas de lava del borde oriental de la caldera y piso están datadas en 90 y 62 ka, respectivamente, pero en el borde occidental, una colada de lava dacítica que nace en el borde del escarpe SW, llamada colada La Picada, posee una edad de 3 ± 3 ka, es decir entre 6 y 0 ka (Ruiz *et al.*, 2010). Sin embargo, su edad se puede restringir a unos 3-5 ka, puesto que está cubierta por la capa de pómez El Retiro (~ 2 ka) y varias capas infrayacentes. Por otro lado, las capas piroclásticas y coladas de lava (andesitas y dacitas) dentro de la depresión, poseen edades cercanas a los 9 ka (Reagan *et al.*, 2006), entonces lleva a pensar que el evento de avalancha pudo ocurrir en hace unos 3-5 ka.

Los cráteres están alineados a lo largo de 1.3 km y están orientados N55°E. El graben posee 3.5 km de largo, 2.8 km de ancho, con paredes con alturas entre 400 y 800 m, que poseen ángulos de inclinación promedio de 50° y máximo de 75°. Su orientación aproximada es de N50°E y está limitado por un sistema complejo de fallas (Ariete y Elia, extendidas paralelamente). La zona de colapso se caracteriza por ser una caldera de avalancha que comparte el espacio con el graben, de 6 km de longitud y 2.5 km de ancho, con una orientación similar a la del graben, sin embargo, en su sección final, presenta un cambio de rumbo y está desportillando hacia el N (Fig. 2.11).

La falla Ariete, junto con la falla Elia, conforman los límites de este graben, que afecta al macizo generando importantes morfologías. La falla Ariete se encuentra al SSE del volcán, mientras que la Elia al NNE (Soto, 1988a, b, 2012b). Adicionalmente, Soto (2012b) identificó pequeñas fumarolas y salidas de vapor en el sector sur del volcán, precisamente en el trazo de la falla Ariete. Por otro lado, menciona que morfológicamente la falla Elia se define con base en el lineamiento NE de los cráteres ubicados en la cima del volcán Turrialba y en el escarpe del río Elia (NNE). Por último, este autor interpreta una falla transcurrente sinistral hacia el NE de la caldera de avalancha que posee el mismo rumbo de la falla Ariete.

La información estructural, morfotectónica y sismotectónica en detalle, actualizada en forma sinóptica, es ofrecida por Calvo *et al.* (2019), quienes tomaron en cuenta evidencias de cinemática de falla presentes en el macizo, basadas en criterios morfotectónicos (escarpes y canales de drenaje desplazados sinistralmente) y criterios directos (desplazamientos aparentes vistos en cortes geológicos que evidencian movimiento normal e inverso, Fig. 2.12, 2.13 y 2.14). También utilizan los criterios sismológicos, que corresponden con los

mecanismos focales realizados, cuyos epicentros están localizados a lo largo del sistema Ariete-Elia y revelan movimientos de rumbo sinestrales e inversos (Calvo *et al.*, 2019).

La sismicidad apoya la existencia de fallamiento activo. Los estudios sismológicos en el volcán Turrialba se iniciaron en 1982, donde se registraron dos enjambres sísmicos dentro del edificio volcánico. Inicialmente, Güendel (1985) estudió un enjambre que ocurrió en el flanco SW del Turrialba y SE del Irazú, entre el 4-5 de junio de 1982 con una magnitud máxima de 2.8 M_w , mientras que el otro enjambre se reportó el 23-24 de septiembre de ese año con una magnitud máxima de 4.0 M_w . Ambos con una longitud de ruptura de 12 km (Morales y Montero, 1984; Güendel, 1985; Barquero y Alvarado, 1989). Según Fernández *et al.* (1998), el sismo de mayor magnitud reportado en setiembre se localizó en la falda SW del volcán Turrialba y en el enjambre de junio se registraron 4 sismos con magnitud entre 2.5 y 3.6 M_w . Las principales localidades donde fueron sentidos los sismos son: San Rafael de Irazú, Pacayas, Buenos Aires de Alvarado, La Esperanza y Santa Cruz de Turrialba; las primeras tres localizadas al sureste del cráter del Irazú y las dos últimas más cerca del volcán Turrialba, lo que sugiere que los principales eventos ocurrieron al WSW del Turrialba (Fernández *et al.*, 1998). Con respecto a los eventos sísmicos principales, los movimientos se concentraron entre los dos macizos volcánicos, específicamente entre los cerros Tiendilla y Liebres, consistentes con los reportes de intensidad, ya que fue al sur de ambos conos donde se sintieron más fuertemente los sismos. Según Fernández *et al.* (1998), las ubicaciones epicentrales permiten asociarlos con las fallas Ariete y Elia. Güendel (1985) y Fernández *et al.* (1998) encontraron una solución de mecanismo focal compuesto, con uno de sus planos nodales de rumbo $N46^\circ E$ de tipo inverso, con componente transcurrente sinistral, lo que se aproxima a la orientación de las fallas Ariete y Elia, el cual fue asociado con la zona de debilidad volcanotectónica con dicha orientación (Alvarado *et al.*, 1986).

Geoméricamente, la falla Ariete se extiende a través de toda la zona volcánica, sin embargo, la falla Elia se extiende desde el NE hasta la zona de cráteres y, a partir de este sector, no muestra expresiones superficiales. Aunado a esto, la falla Ariete en el sector de los cráteres presenta un cambio de rumbo de aproximadamente 15° , pasando de $N50^\circ E$ a $N35^\circ E$, sugiriendo una interacción más compleja entre ambas fallas (Calvo *et al.*, 2019).

Morfológicamente, el colapso volcánico del Turrialba tiene una tendencia paralela a las fallas principales por varios km (alrededor de 4 km). En las fotografías oblicuas se pudieron observar desplazamientos sinestrales en quebradas de las laderas al SW del volcán (Fig. 2.12), lo que es sugestivo de fallamiento de rumbo sinistral.

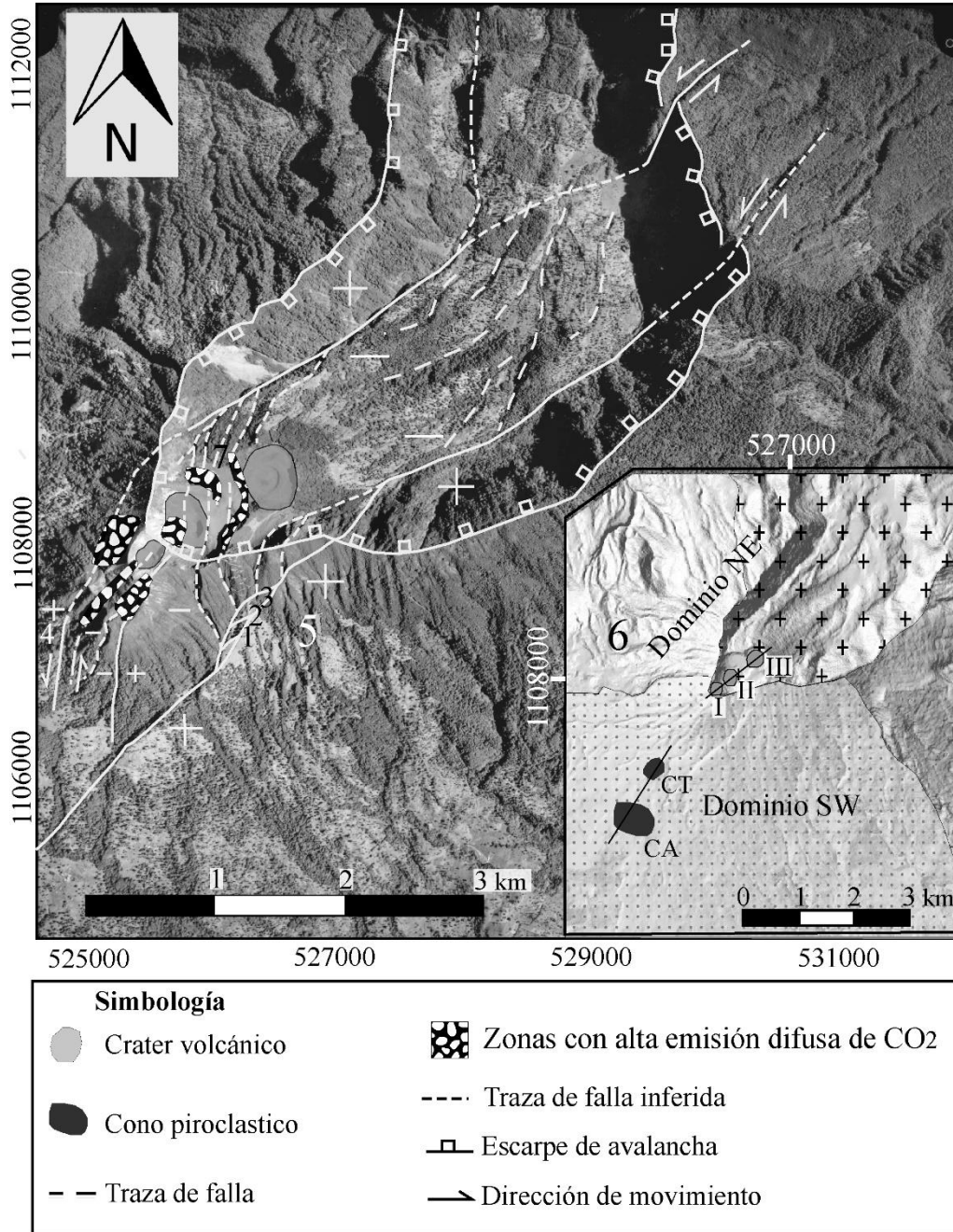


Fig. 2.11: Dominios y evidencias morfotectónicas en el macizo volcánico Turrialba, basadas en Soto (2012b) y en fotointerpretación, método morfométrico de análisis direccional, y trabajo de campo (Calvo *et al.*, 2019). Las zonas de emisión difusa de CO₂ se basan en Epiard *et al.* (2017). Los números arábigos muestran la ubicación de los afloramientos trabajados. En el recuadro de dominios se observa el alineamiento de los tres cráteres del volcán (I: cráter SW (actualmente activo), II: cráter central, III: cráter NE) y el alineamiento de los conos Armado (CA) y el Tiendilla (CT).

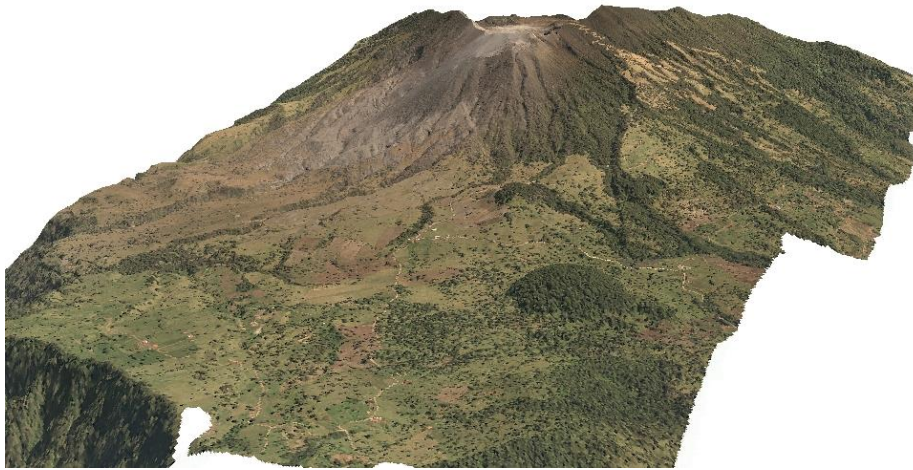


Fig. 2.12: Vista lateral del flanco SW del volcán Turrialba. En el modelo tridimensional superior, se observa la falla Ariete como una línea de árboles que nace desde la cumbre del volcán (sector derecho de la imagen) que llega casi hasta La Central (Imagen tridimensional fotogramétrica según aerotriangulación del 2 de junio del 2015, aportada por Aerodiva y CNE, junio, 2015). La fotografía inferior muestra el sistema de fallas Ariete (derecha) con estructuras extensivas hacia el oriente (la derecha) del cono volcánico. Otras fallas menores (sector izquierdo) y paralelas asociadas con la falla Elia, presentan un desplazamiento lateral izquierdo (sinistral) de las quebradas (Calvo *et al.*, 2019).

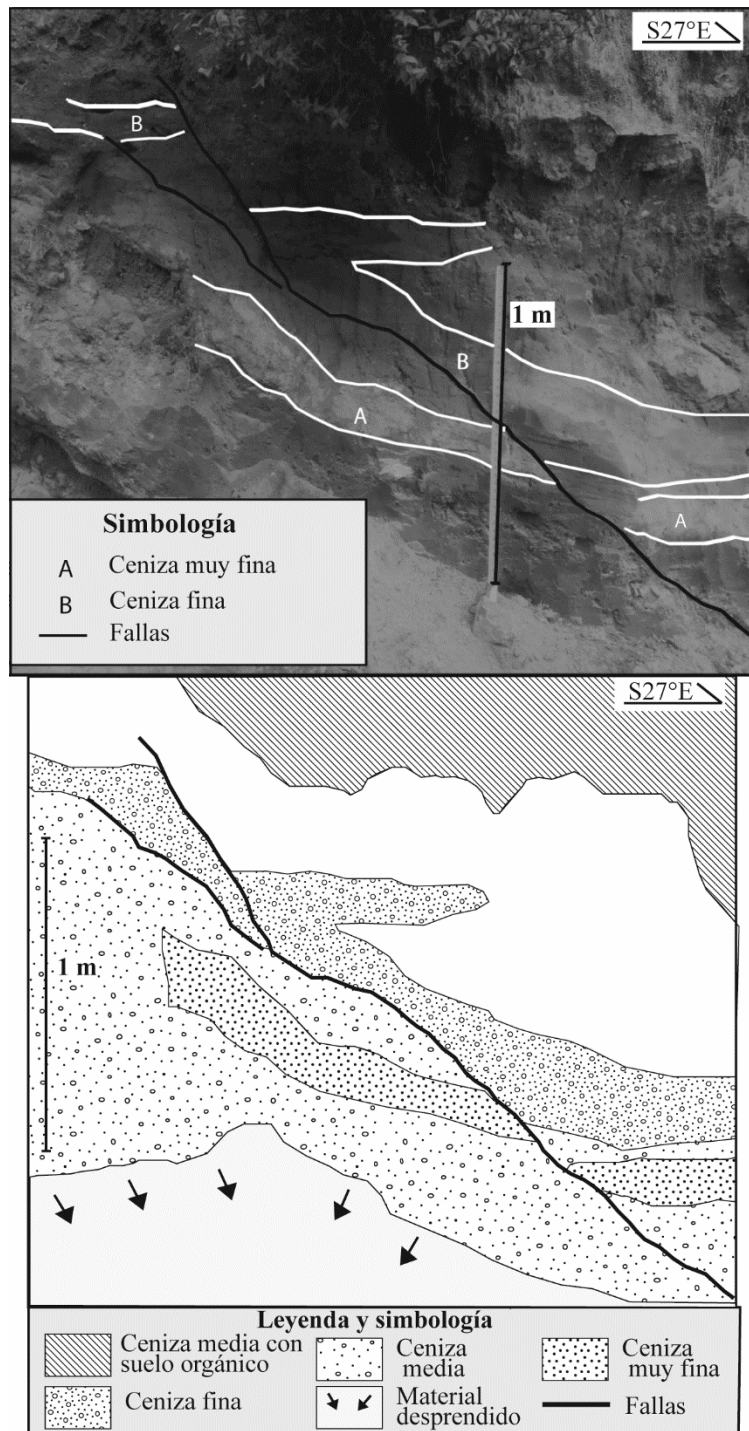


Fig. 2.13: Ubicado cerca del puesto de guardaparques (526376 E-1107257 N). Se observan capas de ceniza de diferente granulometría afectadas por una falla con desplazamiento aparente normal con una separación de 36 cm, falla secundaria asociada a la falla Ariete (Calvo *et al.*, 2019). La falla desplaza una capa de paleosuelo en su parte inferior datada en 1237 a. C. (ver más adelante el Cuadro 3.1).

La zona en donde se presentan las fallas hacia el NE y hacia el sector donde se desarrolló el colapso lateral del macizo, posee escarpes paralelos a las trazas de falla con ángulos menores a 70° , que coincide con un modelo de graben (siendo las morfologías más prominentes en el Turrialba), pero también coincide con un modelo de fallas transcurrentes (cuyos planos se esperarían subverticales), porque la presencia de una caldera de avalancha sugiere que estos escarpes son principalmente erosivos y no los planos de las fallas Ariete y Elia exhumados por la erosión. Probablemente deben su tendencia lineal al control por fallas, lo que explicaría su linealidad y ángulo menor al esperado. Los planos reales de las fallas se suponen más verticales en profundidad. Los desplazamientos sinestrales en el borde E del anfiteatro (Fig. 2.11) sugieren movimiento de rumbo sinistral para el sistema en este sector. La cuenca resultante es la caldera NE del volcán, la cual fue modificada por la erosión posterior por procesos como escorrentía superficial y deslizamientos menores, pero poco probable de antigua glaciación, aunque sí se pudo presentar algo de nieve en la cumbre del Turrialba durante la última era glaciaria.

El modelo de graben se propone controlado por fallas transcurrentes sinestrales con una componente normal, donde en el sector NE son paralelas por varios kilómetros. En la zona de los cráteres se da un relevo y la falla Elia no continúa cortando hacia el SW. Por otro lado, la falla Ariete y los conos secundarios presentan un cambio de rumbo de unos $20\text{-}30^\circ$ con respecto a los cráteres principales y las trazas NE de las fallas. En conjunto, forman una estructura en flor negativa cuspidal del volcán. Justamente, este sector extensional es el que ha permitido el ascenso de magma por esta zona y, por ello, el crecimiento del edificio volcánico actual o Neo-Turrialba (Calvo *et al.*, 2019).

Los tres cráteres cuspidales principales del Turrialba poseen una alineación general $N55^\circ E$ (Calvo *et al.*, 2019), mientras que su alineación aproximada con los conos parásitos de su flanco SW es $N32^\circ\text{-}36^\circ E$, existiendo entonces una cierta flexión estructural entre su cima y el flanco del volcán. Más recientemente, la boca elongada del 2010 se alineaba con la del 2012 y con una serie de fumarolas a lo largo de 800 m en sentido $N48^\circ E$ (Avard *et al.*, 2012). Por otro lado, se puede determinar que la boca del 2012 y la del 2015, junto a la boca Fumarólica ubicada en medio de estas, poseían un rumbo aproximado $N56^\circ W$ (Fig. 2.14), formando un par de esfuerzos tectónicos o cizalla (Elizondo *et al.*, 2019).

Al aplicar este nuevo modelo al análisis conceptual de algunos procesos que se presentan en este volcán, se pueden obtener soluciones más congruentes con los comportamientos esperables en este tipo de sistemas, por ejemplo, el problema de la migración paulatina de la actividad eruptiva hacia el SW en los cráteres (mencionado por Seebach, 1865 y Alvarado, 1989). Hasta hace poco no se había explicado por qué la actividad en este volcán migra, inclusive el actual periodo eruptivo inició en fracturas de extensión al SW del tercer cráter para derivar en el actual cráter activo. Esta migración de la actividad hacia el SW se explica porque la apertura de la cuenca de tracción progresa en esta dirección con el paulatino movimiento sinistral de las fallas, provocando fracturas más jóvenes y abiertas a medida que avanza y reduciendo el espacio en las más antiguas (Fig. 2.15). Así, las fallas más recientes ofrecen un camino más fácil para el ascenso del magma canalizando así la actividad hacia las fracturas más recientes de la cuenca de tracción al SW del sistema conforme este se desarrolla (Calvo *et al.*, 2019), así como los ya citados conos secundarios (Fig. 2.16).

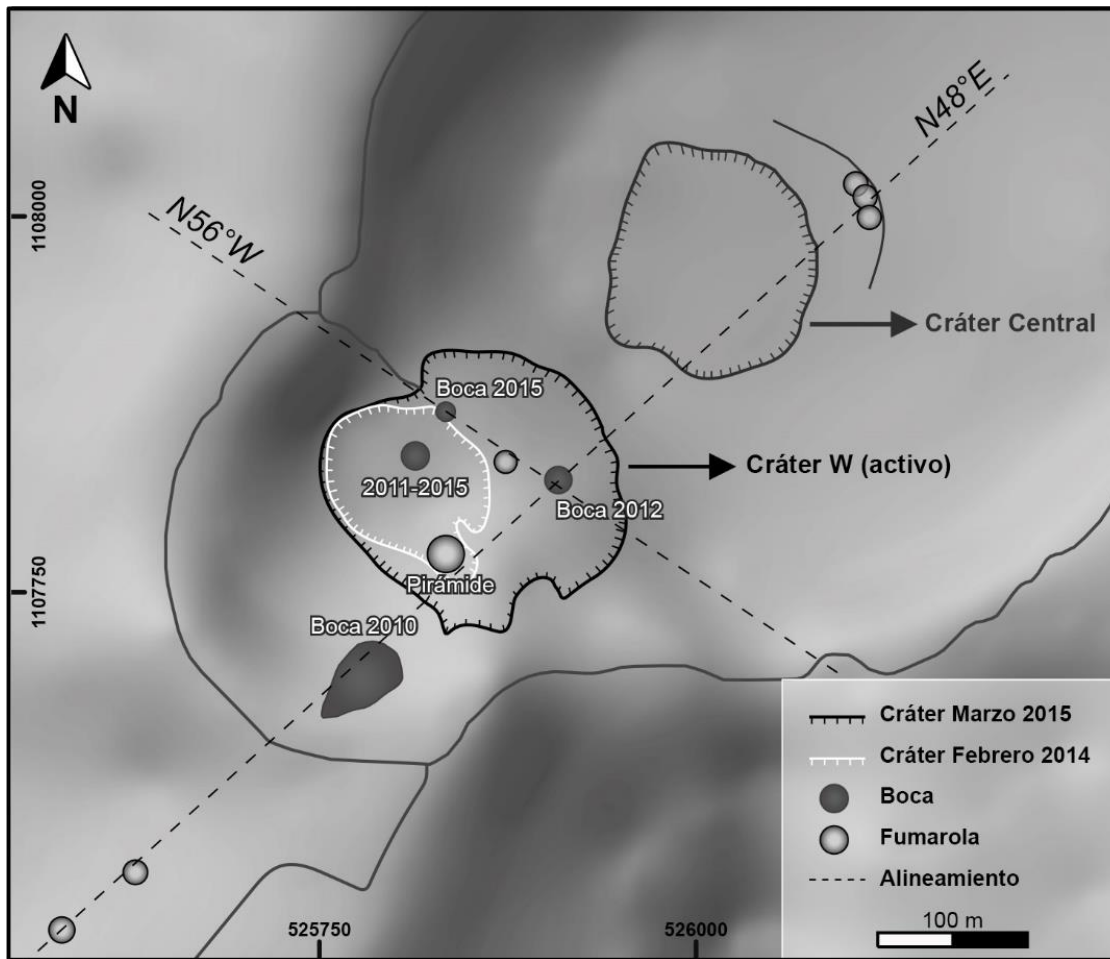


Fig. 2.14: Localización de las bocas del Turrialba y sus cambios históricos (Elizondo *et al.*, 2019).

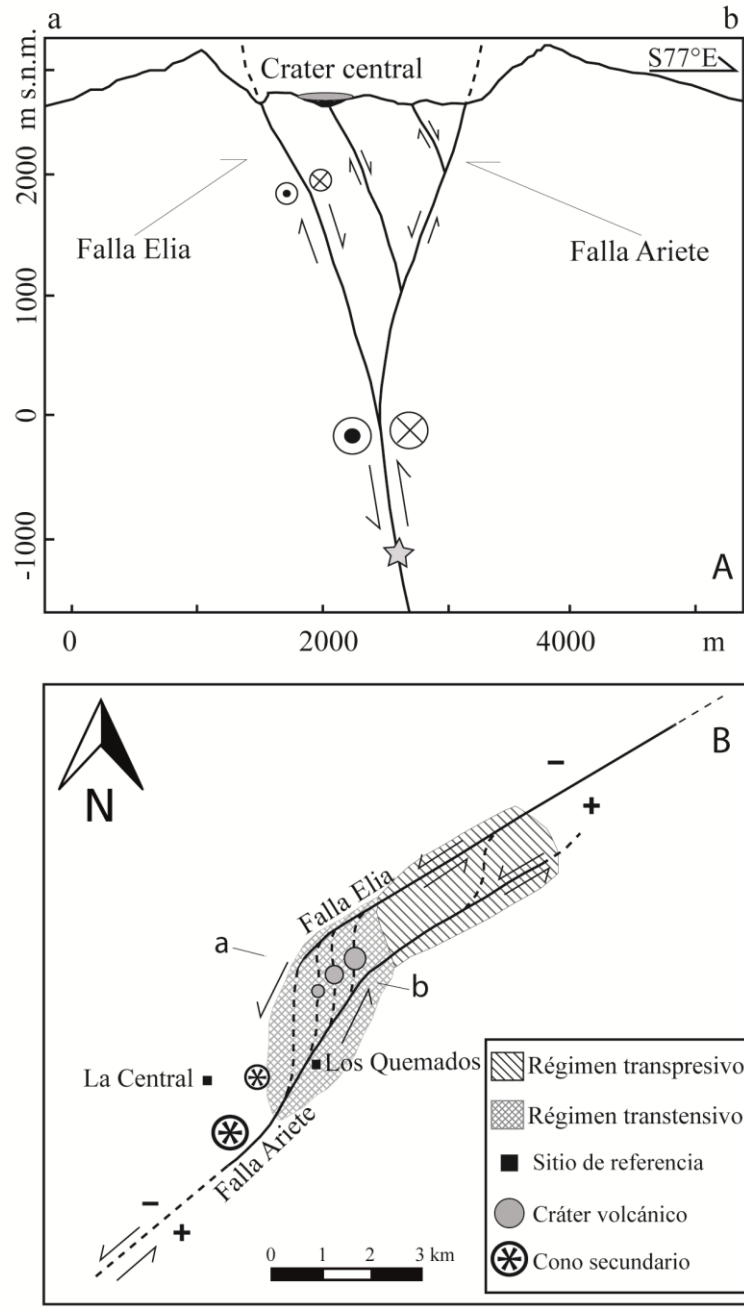


Fig. 2.15: Esquema simplificado del modelo volcanotectónico complejo para el volcán Turrialba. A Vista en perfil (a-b) donde se muestra la posible interacción en profundidad de las fallas Ariete-Elia, se aprecia la estructura en flor negativa interpretada; la estrella muestra el hipocentro aproximado para el enjambre sísmico de junio de 1982 (Güendel, 1985). B. Vista en planta del sistema Ariete-Elia; se muestran también los alineamientos de los tres cráteres y los conos secundarios (Calvo *et al.*, 2019). Ver también Fig. 2.16.



Fig. 2.16: Arriba el cono volcánico secundario o satélite llamado El Armado (2746 m de elevación), que se formó hace unos 61 000 años. Abajo el cono Tiendilla (2789 m de elevación) y una colada de lava corta a su derecha (cortesía: Reina Sánchez).

Finalmente, pero no menos importante, es que existe una naciente de agua al parecer asociada con la falla Ariete. Esta es una de las nacientes de mayor altitud de 3146 m a nivel nacional de uso comunal, dado que alimenta el puesto de guardaparques y antiguamente a la escuela La Central (Calvo *et al.*, 2019). Este acuífero cumple con el Decreto N° 38924-S Reglamento para la calidad del Agua Potable en los parámetros analizados. Su pH fue de 6.07 (el rango avalado por la legislación es entre 6 y 7), mientras que la concentración de los aniones que se analizaron (107 ± 1) mg/L SO_4^{2-} , (0.38 ± 0.01) mg/L NO_3^- , (0.28 ± 0.01) mg/L F^- y (2.2 ± 0.1) mg/L Cl^- también estaban en el ámbito permitido (25 a 250) mg/L SO_4^{2-} , (25 a 50) mg/L NO_3^- , < 1.5 mg/L F^- y (25 a 250) mg/L Cl^- (Cuadro 2.2). Interesante es que esta agua subterránea, una parte está captada y protegida, pero otra se vierte y una vez que fluye y está expuesta a los gases del volcán, su pH cambia de 6.07 a 4.06 (Ortiz, 2020). Claramente, la acidez de las aguas superficiales (lluvia, escorrentía superficial y lagos cratéricos) están muy influenciadas por la cercanía del cráter Activo y por la orientación predominante de los vientos que transportan los gases y la lluvia ácida junto con sus aerosoles, además del volumen de agua y su disolución. La naciente que abastece el comedor de la escuela unidocente El Volcán, en La Central, proviene de otro sector, de una ASADA, por lo que registró un pH de 6.8 y la concentración de los aniones está dentro de lo permitido para la salud (Cuadro 2.2).

Cuadro 2.2: Comparación geoquímica de muestras de agua en los alrededores del volcán Turrialba (Ortiz, 2020; J. Sibaja, com. escrita, 2020).

| Nombre | Ubicación | pH (± 0.01) | SO_4^{2-} mg/ L | Cl^- mg/ L | F^- mg/ L | NO_3^- mg/ L | T (± 0.1) °C | Sólidos disueltos (± 1) mg/L | Conducti- vidad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) | Salinidad (± 0.01) ppt |
|---|----------------------------------|----------------------|--------------------------------|---------------------------|--------------------------|-----------------------------|--------------------------|---|--|------------------------------------|
| Lago cratérico cráter Central | 10°01'13.63''N 83°45'45.13''W | 3.24 | | | | | 14,6 | 608 | 872 | 0,43 |
| Lago temporal a la par del cráter Central | 10°01'14.51''N 83°45'37.92''W | 3.09 | 328 ± 4 | 84 \pm 1 | 0.60 \pm 0.01 | 1.12 \pm 0.01 | 13,8 | 321 | 449 | 0,22 |
| Lluvia Mirador cráteres | 10°01'05.0''N 84°45'37.0''W | 5.60 | 17 \pm 1 | 3.1 \pm 0.1 | | | | | | |
| Naciente Miravalles | 10°00'55.88''N 83°45'31.20''W | 6.07 | 107 ± 1 | 2.2 \pm 0.1 | 0.28 \pm 0.01 | 0.38 \pm 0.01 | 10,6 | 502 | 876 | 0,42 |
| Queb. Continua | 10°00'55.88''N 83°45'31.20''W | 4.06 | 434 ± 5 | 109 ± 1 | 0.85 \pm 0.01 | 1.06 \pm 0.01 | | | | |
| Lluvia La Central 22-8-2018 | 10°00'13.29''N 83°45'37.50''W | 3.05 | 4.0 \pm 0.1 | 48 \pm 1 | | | | | | |
| Comedor Escuela El Volcán | 10°00'17.7''N 83°46'49.1''W | 6.80 | 4.3 \pm 0.1 | 3.03 ± 0.3 | 0.26 \pm 0.01 | 5.54 \pm 0.01 | | | | |

3. ACTIVIDAD ERUPTIVA

Un portafolio o compendio de mapas de peligros o de amenazas volcánicas debe identificar las áreas expuestas al efecto directo e indirecto de las erupciones volcánicas, donde se distinguen cada uno de los escenarios más probables de los procesos volcánicos posibles, expresados en el grado de probabilidad de ocurrencia en un lugar concreto, en un determinado intervalo de tiempo, de acuerdo con diferentes escenarios de magnitud. Los estudios deben de identificar el o los peligros, evaluar la percepción del fenómeno, su riesgo simplificado, valoración y eventual control o bajar la vulnerabilidad. Para ello, deben de considerar el estado del volcán, su historia geológica, período de recurrencia y los mecanismos eruptivos, así como tomar en cuenta las personas involucradas y las actividades socioeconómicas, la localización de las estructuras y sus vulnerabilidades, entre otros factores (Ortiz, 1996).

Aunque resulta prácticamente imposible conocer la edad y distribución de todas las erupciones pasadas de un volcán, además de corresponder con investigaciones onerosamente prohibitivas para la mayoría de los países, pero al menos se debe intentar el identificar los períodos de actividad relevantes, base para elaborar mapas y modelos para la prevención y gestión del riesgo volcánico (Crandell *et al.*, 1984; Ortiz, 1996). Se dice que para un volcán poligenético (como lo es el Turrialba), el conocimiento de la historia eruptiva en los pasados 30 000 años corresponde con el lapso de mayor interés para determinar las fases de los ciclos eruptivos (Araña y Ortiz, 1984), con particular énfasis en los últimos 5000 años, aunque lo ideal sería abarcar tanto como sea posible en el detalle, quizás hasta los 40 000 años atrás (Crandell *et al.*, 1984; Araña y Ortiz, 1984; Yokoyama *et al.*, 1984). Pese a que el concepto de volcán activo, dormido y extinto varía de región en región y de escuela científica, se ha establecido arbitrariamente y bajo cierto consenso, que se va a denominar volcán activo (dormido o vivo) aquel que ha presentado una actividad eruptiva en los últimos 10 000 años (Szakács, 1994), justo aquellos que presentan una base moderada de información cronológica de sus erupciones, basado principalmente en las dataciones de radiocarbono, arqueología e historia (Siebert *et al.* 2010). Por lo anterior, la mayoría de los estudios de peligro volcánico a nivel internacional y nacional, se restringen particularmente a los eventos que han ocurrido en el Holoceno (época geológica que inició hace 11 700 años), particularmente en los últimos pocos miles de años y, en el caso de disponerse, que su historial sea complementado con eventos históricos.

Así, al planear los mapas de peligrosidad volcánica, se debe empezarse por definir cuál es el intervalo de tiempo considerado y al ente enfocado. En el caso del Turrialba, se va a adoptar como base para la amenaza volcánica los últimos 17 000 años, poniéndose énfasis en el Holoceno, complementado y reforzado con los estudios desprendidos de la actividad histórica (1834 al 2020). En el caso de riesgo volcánico, no existe un criterio definido de su lapso de escogencia, adoptándose generalmente de 60 años (Araña y Ortiz, 1993), aunque ello no implica el poder pensar a largo plazo, dado que un volcán activo o dormido, tiene el potencial de tarde o temprano volverse a activar, por lo que es mejor no fomentar el desarrollo de mucha infraestructura en un radio de al menos unos 5-10 km, en particular en dirección de los vientos predominantes o en sectores cercanos a cauces o laderas inestables, o de altas pendientes, susceptibles de ser medios de transporte de lahares y flujos piroclásticos.

ACTIVIDA EXPLOSIVA

En el presente apartado, se detallará la tefroestratigrafía de los alrededores del Turrialba, concerniente a los últimos 8000 años, base fundamental (no exclusiva) para los estudios de peligrosidad volcánica. Se describirán algunos de los paquetes de unidades piroclásticas relevantes, en su mayoría tobas y tobas de lapilli, en menos grado niveles más gruesos (depósitos de bombas y bloques), así como algunas coladas de lava. Suelen estar en contacto directo o separados por cenizas finas o por paleosuelos; los espesores de los paleosuelos varían entre 15 y 100 cm, por lo general un espesor promedio de unos 40 cm.

Las dataciones de radiocarbono de la literatura y del trabajo de Alvarado y Galve (en prep.) se presentan en diversos cuadros a continuación (Cuadros 3.1 y 3.2, Fig. 3.1, 3.2, 3.3).

Cuadro 3.1: Información de las muestras con dataciones de radiocarbono del volcán Turrialba por orden creciente de edad, no necesariamente estratigráfico. A. P.: antes del presente, donde el presente es el año 1950 de nuestra era; a. C.: *antes de Cristo*; d. C.: *después de Cristo* o similar A. D.: *Anno Domini*.

| Muestra | Descripción | Edad ¹⁴ C (años a. P.) | Mediana + 95.4 % rango edad calibrada | Ubicación | Referencia |
|-----------------|--|--------------------------------------|---|--|--|
| Turri 1a | Paleosuelo café rojizo sobre ceniza gris laminada | | cal. A. D. 1955-1956 0.9 | 562.665E-222.449N Torre Recope | Alvarado y Galve (en prep.) |
| Turri 2a | Paleosuelo café rojizo sobre capa lapilli freática | | cal. A. D. 1881-1956 0.9 | 562.665E-222.449N Torre Recope | Alvarado y Galve (en prep.) |
| Turri 3a | Paleosuelo, localmente con nivel freático de bloques gris a amarillento | 110 ±30 | cal. A. D. 1835 1802-1938 0.7 1681-1739 0.3 | 562.665E-222.449N Torre Recope | Alvarado y Galve (en prep.) |
| Turri 4a | Paleosuelo sobre nivel freático | 390 ±30 | cal. A. D. 1487 1441-1523 0.7 1571-1630 0.3 | 562.665E-222.449N Torre Recope | Alvarado y Galve (en prep.) |
| Turri 7a | Paleosuelo rojizo sobre ceniza gris a unos 2.5 m bajo superficie | 630 ±30 | cal. A. D. 1350 1287-1398 | 562.598E-222.443N Refugio 1 | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 153 | “A la base de la segunda capa freática”. Misma localidad que muestra 154 | 725±50 | cal. A. D. 1275 1210-1320 0.9 | 561.620E-221.000N Cerca quebrada Ariete | Melson <i>et al.</i> (1986) |
| Turri 8a | Paleosuelo bajo ceniza gris (de Turri 7a) y sobre nivel freático basal | 800 ±30 | cal. A. D. 1236 1184-1275 | 562.598E-222.443N Refugio 1 | Alvarado y Galve (en prep.) |
| LS-1 | Paleosuelo 65-80 cm sobre paquete de cenizas grises y cafés, laminadas, sobre Unidad 4 | 1280 ±30 | cal. A. D. 719 664-773 | 559.937E-221.818N La Silvia | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 89-3 | Fragmentos turbosos bajo los depósitos freáticos anaranjados/amarillentos basales y | 1415 ±75 | cal. A. D. 619 528-727 0.9 | 560.303E-222.262N Q. Paredes | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |

| Muestra | Descripción | Edad ¹⁴ C (años a. P.) | Mediana + 95.4 % rango edad calibrada | Ubicación | Referencia |
|-------------------|--|--------------------------------------|---|---|--|
| | fretomagmático andesítico basálticos, de caída y CDPd. Pobremente seleccionado a la base, mejor al techo | | | | |
| - (Sin número) | Madera en paleosuelo bajo capa delgada de lapilli freático, “la cuarta capa desde el techo”, “a 4 m de profundidad. A 1.5 m sobre la Unidad 4. Reagan et al. (2006) interpreta que está al tope de la Unidad 4, pero no está directamente al tope según Melson. Por su profundidad y descripción, en dicha localidad, al parecer correspondería con el paleosuelo sobre el nivel de LS-1 | 1630 ± 160 | cal. A. D. 402 51-685 | ~560.000E-221.950N “El Retiro” (en realidad corresponde con lo que los lugareños conocen como La Silvia), ubicado a 1 km de La Central | Melson (1988) |
| T-20-m-4 | Carbón pequeño en CDPc andesítica | 1860 ± 100 | cal. A. D. 159 51-685 | 561.273E-221.124N norte C. Tiendilla | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| LS-2 | Paleosuelo café negruzco bajo unidad 4 | 1910 ± 30 | cal. A. D. 93 22-145 0.9 | 559.937E-221.818N La Silvia | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 154 | Melson lo describe nada más como un depósito freático en la misma localidad que la muestra 153. Interpretado como Unidad 4 (Soto, 2012) o nivel que infrayace a Unidad 4 (Reagan et al., 2006). En el campo, más bien parece sobreyacer a Unidad 4 | 1970 ± 90 | cal. A. D. 24 a. C. 199-A. D. 242 0.9 | 561.620E-221.000N Quebrada Ariete. Misma sección 153. | Melson <i>et al.</i> (1986) |
| T-100 | Rama de carbón de 3 cm en depósitos de caída subpliniana andesítica | 1975 ± 45 | cal. A. D. 23 a. C. 58-A. D.128 0.9 | 562.691E-223.916N NE de la cima | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| T-109-7 | Fragmento de carbón en CDPc del Irazú sobre Unidad 4 sin paleosuelo | 2010 ± 60 | cal. a. C. 19 a. C. 173-A. D.89 0.9 | 553.900E-221.150N 350 m E Lechería San Gerardo | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| T-27-b-10 | Tronco en turba (15-20 cm espesor) bajo depósito de caída 4 | 2330 ± 90 | cal. a. C. 425 a. C. 971-198 0.9 | 560.303E-222.262N Q. Paredes | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| - (Sin número) | Turba bajo subpliniana distal de la Unidad 4 | 2330 | Sin calibrar por no mostrar rango de error | 589.000E-242.50N, | Cohen y Raymond (1984), |

| Muestra | Descripción | Edad ¹⁴C (años a. P.) | Mediana + 95.4 % rango edad calibrada | Ubicación | Referencia |
|---------------------------|--|---|--|---|--|
| | | | | río Silencio, 11 km NNW Siquirres | Obando y Soto (1993) |
| 5-2-89 | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo sobreyacente a unidad 5 | 2495 ± 135 | cal. a. C. 613 a. C. 912-355 0.9 | Sin ubicación | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| LC-1a | Ceniza gris café laminada con madera, sobre un suelo café, que sobreyace a un nivel de ceniza gris sobre capa delgada de pómez | 2490 ± 30 | cal. a. C. 636 a. C. 781-510 | 560.475E-220.950N finca La Central | Alvarado y Galve (en prep.) |
| T-26-b-10 | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo infrayaciendo Unidad 4 (sobreyaciendo Unidad 5) | 2590 ± 180 | cal. a. C. 710 a. C. 1134-355 0.9 | 560.011E-221.813N Q. Palma, La Silvia | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| LS-3 | Paleosuelo café bajo capa freática blancuzca | 2660 ± 60 | cal. a. C. 834 a. C. 946-755 0.9 | 559.937E-221.818N La Silvia | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 1-6-89 | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo sobre CDPc andesíticas Unidad "5" | 2705 ± 85 | cal. a. C. 879 a. C. 1114-752 0.9 | 560.134E-221.380N NE La finca Central | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| 11-9-89 | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo subyacente Unidad 6 (sobre Unidad 7) | 2995 ± 215 | cal. a. C. 1218 a. C. 1758-768 | Camino a la torre de radio en el sector SE | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| Turri-12 | Suelo café rojizo a anaranjado bajo capa de ceniza gris claro a oscura, fallada. Una colada de lava blocosa infrayace al paleosuelo de 25-60 cm de espesor | 3000 ± 30 | cal. a. C. 1237 a. C. 1303-1126 0.9 | 562.710E-221.959N Cerca puesto guardaparques por la falla secundaria de la Ariete | Alvarado y Galve (en prep.) |
| LS-4 | Nivel datado a la base de capa gris oscura (35 cm espesor), laminada sobre paleosuelo café (20 cm espesor) | 3120 ± 30 | cal. a. C. 1394 a. C. 1449-1294 0.9 | 559.937E-221.818N La Silvia | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 4-10-89 | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo café anaranjado subyacente a Unidad 6 | 3115 ± 140 | cal. a. C. 1357 BC 1691-996 0.9 | Sin ubicación | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| - (Sin número) | Turba bajo ceniza Unidad 6 (Obando y Soto, 1993) o Unidad 7 (Reagan <i>et al.</i> , 2006) | 3370 | Sin calibrar por no mostrar rango de error | 589.000E-242.50N, río Silencio, 11 km NNW Siquirres | Cohen y Raymond (1984), Obando y Soto (1993) |
| T-80 | Tronco de carbón en CDPc sobre coladas de lava | 8250 ± 300 | cal. a. C. 7229 BC 7964-6469 | 560.191E-222.096N La Silvia | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |



Fig. 3.1: Algunas de las capas de tefras donde se efectuaron dataciones radiométricas. De arriba hacia la derecha y sucesivamente hacia abajo: a) LS-4, b) LS-3, c) LC-1a, d) Turri-12, e) Turri-5a y f) Turri-7b y 8b.

Cuadro 3.2: Cronotrostratigrafía del volcán Turrialba. PS: Paleosuelo; número: unidad estratigráfica preliminar según Reagan *et al.* (2006) con modificaciones y agregados en el presente trabajo. A. P.: antes del presente, donde el presente es el año 1950 de nuestra era; a. C.: *antes de Cristo*; d. C.: *después de Cristo* o similar A. D.: *Anno Domini*.

| Unidad | Descripción | Edad ¹⁴ C (años a.P.) | Edad calibrada escogida y edad probable estimada | Referencia |
|-----------|--|----------------------------------|---|--|
| 0 | Depósitos freatomagmáticos y estrombolianos andesíticos estratificados (caída y CDPd) | - | 2010-2020 A. D. (principalmente 2014-2017 A. D.) | |
| PS | Paleosuelo | - | Pre-2010 A. D. | |
| 1B | Depósitos freatomagmáticos y estrombolianos basálticos estratificados con niveles freáticos intercalados y basales | - | 1864-1866 A. D. | |
| PS | Paleosuelo Café rojizo | - | Pre-1864 A. D. | |
| 1A | Depósitos freáticos y posiblemente estrombolianos | - | ~1840 A. D. | |
| PS | Paleosuelo, localmente con nivel anaranjado en la base | 110 ± 30 | ~1835 A. D. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 2F | Depósito freático pobremente seleccionado con bloques | - | ~1550 A. D. | |
| PS | Paleosuelo | 390 ± 30 | 1487 A. D. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 2E | Depósito freático | - | ~1470 A. D. | |
| PS | Paleosuelo poco a moderadamente desarrollado | - | ~1450 A. D. | |
| 2D | Depósito freático | - | ~1430 A. D. | |
| PS | Paleosuelo rojizo | - | ~1400 A. D. | |
| 2C | Ceniza gris | - | ~1380 A. D. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| PS | Paleosuelo rojizo | 630 ± 30 | 1350 A. D. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 2B | Depósito freático | - | ~1300 A. D. | |
| PS | Paleosuelo? | 725 ± 50 | 1275 A. D. | Melson <i>et al.</i> (1986) |
| PS | Paleosuelo | 800 ± 30 | 1236 A. D. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 2A | Depósito freático | - | ~1100 A. D.? | |
| 3B | Ceniza gris con un nivel freático basal | | ~630 A. D. | |
| PS | Fragmentos turbosos bajo los depósitos freáticos anaranjados/amarillentos basales y freatomagmático andesítico basáltico, caída y CDPd. Pobremente seleccionado en la base, mejor al techo | 1415 ± 75 | 619 A. D. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| PS | Madera en paleosuelo bajo una capa de lapilli freático. | 1630 ± 160 | 402 A. D. | Melson (1988) |
| 3A | Ceniza gris a gris café laminadas | | ~350? A. D. | |
| PS | Depósito freático posiblemente sobreyacente a un paleosuelo sobre Unidad 4? | 1970 ± 90 | 24 A. D.?? Edad ¹⁴ C controversial. Debería de dar más | Melson <i>et al.</i> (1986) |

| | | | | |
|-----------|---|------------|---|--|
| | | | joven por su posición estratigráfica interpretada en el campo. | |
| PS | Paleosuelo sobre ceniza gris laminada seguida en contacto directo a 65-80 cm sobre subpliniana Unidad 4. Al estar muy cerca de la Unidad 4, debería de ser más antigua y, además, no concuerda con la edad de Melson (1988) en la misma localidad de 1630 a. P., que calibrada da 402 A. D. | 1280 ± 30 | 719 A. D.?? Edad ¹⁴ C controversial. Debería de dar más antigua. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 4? | Carbón pequeño en CDP andesítica | 1860 ± 100 | 159 A. D. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| 4 | Rama de carbón en depósitos de caída subpliniana andesítica cerca de la cumbre | 1975 ± 45 | 23 A. D. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| 4 | Fragmento de carbón en CDPc del Irazú sobre Unidad 4 sin paleosuelo | 2010 ± 60 | 30 A. D. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| PS | Paleosuelo bajo Unidad 4 | 1910 ± 30 | 93 A. D. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| PS | Tronco en turba (15-20 cm espesor) bajo depósito de caída 4 | 2330 ± 90 | 425 a. C. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| PS | Turba bajo subpliniana distal | 2330 | ~425 a. C. | Cohen y Raymond (1984), Obando y Soto (1993) |
| PS | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo sobreyacente Unidad 5 (es decir el paleosuelo bajo Unidad 4) | 2495 ± 135 | 613 a. C. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| PS | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo infrayaciendo caída Unidad 4 | 2590 ± 180 | 710 a. C. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| 5B | Lapilli andesítico denso, angular con matriz gris y anaranjado arcillosa (muy alterado), con CDP en la base. Ceniza gris a café y gris oscuro, laminada con carbón | 2490 ± 30 | 636 a. C. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| PS | Paleosuelo café | | ~700 a. C. | |
| 5A | Ceniza gris claro, laminada, dura, café hacia la base | | ~750 a. C. | |
| PS | Paleosuelo café espeso con materia orgánica al tope | 2660 ± 60 | 834 a.C. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| PS | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo sobre CDPc andesítica posiblemente sobre Unidad 6 (no | 2705 ± 85 | 879 A.C. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |

| | | | | |
|-----------|--|------------|--------------|--|
| | Unidad 5, como fue interpretado originalmente) | | | |
| 6 | Freática y vulcaniana basáltica hasta andesítica basáltica con mezcla de dacitas, en la base con nivel freático, arcilloso por meteorización | | ~1000 a. C. | |
| PS | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo subyacente Unidad 6 y sobre Unidad 7 | 2995 ± 215 | 1218 a. C. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| PS | Suelo café rojizo a anaranjado | 3000 ± 30 | 1234 a. C. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| PS | Pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo café anaranjado subyacente a Unidad 6 | 3115 ± 140 | 1357 a. C. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| PS | Paleosuelo café | 3120 ± 30 | 1394 a. C. | Alvarado y Galve (en prep.) |
| 7 | Caída y CDPd andesítico basáltica | | ~1450? a. C. | |
| PS | Turba bajo ceniza Unidad 7 | 3370 | ~1500 a. C. | Cohen y Raymond (1984), Obando y Soto (1993) |
| PS | Paleosuelo espeso | | ~2500? a. C. | |
| 8 | Ceniza gris oscuro a café claro | | ~3000? a. C. | |
| PS | Suelo café | | ~4500? a. C. | |
| 9 | Ceniza gris oscuro a negra | | ~5000? a. C. | |
| PS | Paleosuelo café | | ~6500? a. C. | |
| 10 | Ceniza gris oscuro a claro. Tronco de carbón en CDP sobre coladas de lava | 8250 ± 300 | 7229 a. C. | Reagan (1987), Reagan <i>et al.</i> (2006) |
| PS | Paleosuelo | | ~8000 a. C. | |
| | Colada de lava | | | |

ACTIVIDAD ERUPTIVA Y DEPÓSITOS ASOCIADOS (8 ka al presente)

Tal y como se dijo al principio, el trabajo principal que aporta datos tefroestratigráficos es la tesis de doctorado de Reagan (1987), seguido por la publicación de la síntesis tefrocronoestratigráfica (Reagan *et al.*, 2006). Melson *et al.* (1986) y Melson (1988) proporcionan junto con Reagan (1987) las primeras dataciones radiométricas (radiocarbono) del volcán Turrialba. Desgraciadamente, las dataciones dadas por Melson y las de Reagan carecen de una columna estratigráfica, fotografías y sus descripciones son muy escuetas, e incluso algunas edades utilizadas para correlación carecen de coordenadas, por lo tanto, las interpretaciones posteriores de dichas edades y su eventual posición estratigráfica (p. ej., Reagan *et al.*, 2006; Soto, 2012; presente trabajo) son subjetivas y con un buen grado de incertidumbre.

Algunos trabajos posteriores, tan solo añaden detalles estratigráficos y geoquímicos de algunas erupciones como la de 1864-1866 (Di Piazza, 2013) o de la capa supliniana El Retiro o Unidad 4 (Di Piazza *et al.*, 2019). El trabajo de Cohen y Raymond (1984), aporta unas edades de las turberas con niveles de cenizas en la llanura aluvial de Tortuguero, cenizas que fueron reinterpretadas y asociadas con erupciones subplinianas del Turrialba por Obando y Soto (1993). Sin embargo, poco auxilian al contexto cronoestratigráfico, aunque sí para comprender la extensión de las cenizas distales en el caso de erupciones relevantes. Pasarían más de tres décadas desde las primeras dataciones para que, con el presente informe, se realizaran nuevas dataciones y columnas estratigráficas en la cima y alrededores del volcán.

Todas las limitantes anteriores se trataron de solventar parcialmente en el presente trabajo mediante:

- a) El levantamiento de columnas tefroestratigráficas en las localidades con coordenadas, aunque la interpretación final de la localización de la muestra datada no deja de tener un sesgo estratigráfico y de subjetividad por parte del primer autor de este informe.
- b) El contactar directamente a los autores de estas edades, Mark Reagan, Jorge Barquero y Rodrigo Sáenz, con el fin de dilucidar si contaban con dibujos de las columnas, fotografías o mapas con las coordenadas. Se logró rescatar algunas localidades (coordenadas en los mapas) mediante la colaboración de Reagan, pero no todas; el resto de los autores no tenían información dado que parte de los datos estaban en poder de William (Bill) G. Melson, quien falleció el 7 de octubre del 2016.
- c) La realización de nuevas dataciones de radiocarbono y el levantamiento de varias columnas estratigráficas. Desgraciadamente, la pandemia limitó las giras al campo.
- d) El análisis sinóptico cuidadoso de toda la información anterior.

A continuación, se presenta una descripción y cuadro estratigráfico simplificado de las unidades explosivas principales de más antiguas a más jóvenes en los últimos 8 ka. El cuadro 3.1 sintetiza los datos correspondientes a las dataciones de radiocarbono, mientras que el cuadro 3.2 trata de sintetizar la estratigrafía. Los suelos recientes (superficiales) pueden variar entre 10 cm hasta 6 m de espesor en función del flanco del volcán.

Unidades 10 a 8

Reagan (1987) y Reagan *et al.* (2006) anexan una de las dataciones más antiguas de radiocarbono hasta el momento del volcán Turrialba (8250 años a. P.), en correspondencia con un fragmento de carbón asociado con una corriente de densidad piroclástica concentrada (CDPc o flujo piroclástico) sobre una colada de lava en el sector de La Silvia. En dicha localidad se trató de buscar la CDPc pero no se logró visualizar; lo que si se observaron fueron depósitos de caída y CDPd (oleadas) sobre las coladas de lava.

En tal caso, la secuencia de más de 11 m de espesor representa los eventos explosivos de los últimos 7229 años (edad calibrada). Sobre la colada de lava se lograron reconocer varios paquetes decimétricos (por lo general de 15-25 cm de espesor) de cenizas grises (claras hasta oscuras) y negras, incluso café, que se denominaron de modo preliminar unidades 10, 9 y 8 (Fig. 3.1).

Unidad 7

Unidad explosiva representada por una capa de escorias andesítica basáltica de caída y de CDPd con algunos clastos de pómez dacíticas. Un pequeño fragmento de carbón en el paleosuelo sobre Unidad 7 aportó una edad de 2995 ± 215 años a. P. (edad calibrada 1218 a. C.). Los paleosuelos datados en el presente trabajo y literatura, sobreyacentes (subyacentes a la Unidad 6) le confieren una la edad mínima de dicha erupción de ~1200-1400 a. C..

La ceniza distal encontrada a 35 km al NE del Turrialba en la turbera El Silencio y datada en 3370 años a. P. (Obando y Soto, 1993) fue asociada por Reagan *et al.* (2006) con el evento de la Unidad 7 (edad calibrada cerca al 1500 a. C.), aunque Soto (2012) la correlaciona con la Unidad 6. En la presente investigación se asocia dicha capa distal a la Unidad 7 con una edad del evento eruptivo ~1450 a. C.

Algunas interpretaciones y correlaciones preliminares se presentan en las columnas levantadas (Fig. 3.1 y 3.3).

Unidad 6

La Unidad 6 corresponde con un evento explosivo importante documentado por los depósitos piroclásticos de caída y oleada. La parte basal se presenta como un depósito de cenizas (limoarcillosas por su grado de meteorización) en correspondencia con una secuencia explosiva freática. Le sobreyacen una intercalación de cenizas, lapilli y bloques juveniles de apariencia de lava mezclada (mezcla mecánica de andesitas y basaltos), así como no juveniles, de moderada a buena granoselección. Al tope se encuentran los depósitos de cenizas con laminación cruzada y semiplanar interpretados como oleadas piroclásticas.

Dos dataciones de radiocarbono de paleosuelos infrayacentes son suministradas por Reagan (Cuadro 3.1 y 3.2): 2995 ± 215 años a. P. (edad calibrada 1218 a. C.) y 3115 ± 140 años a. P. (edad calibrada 1357 a. C.). La datación de 2705 ± 85 años a. P. (edad calibrada 879 a. C.) igualmente aportada por Reagan, se reinterpreta como un paleosuelo espeso que está bajo (no sobre) la Unidad 5B y sobre la Unidad 6. Dos edades (Turri 12 y LS-4,

respectivamente) adicionales son aportadas en el presente informe: 3000 ± 30 años a. P. (edad calibrada 1234 a. C.) y 3120 ± 30 años a. P. (edad calibrada 1394 a. C.).

Con base en su posición, se establece que la mejor edad del evento explosivo de la Unidad 6 es alrededor del año 1000 a. C.

Algunas interpretaciones y correlaciones preliminares se presentan en las columnas levantadas (Fig. 3.1 y 3.3).

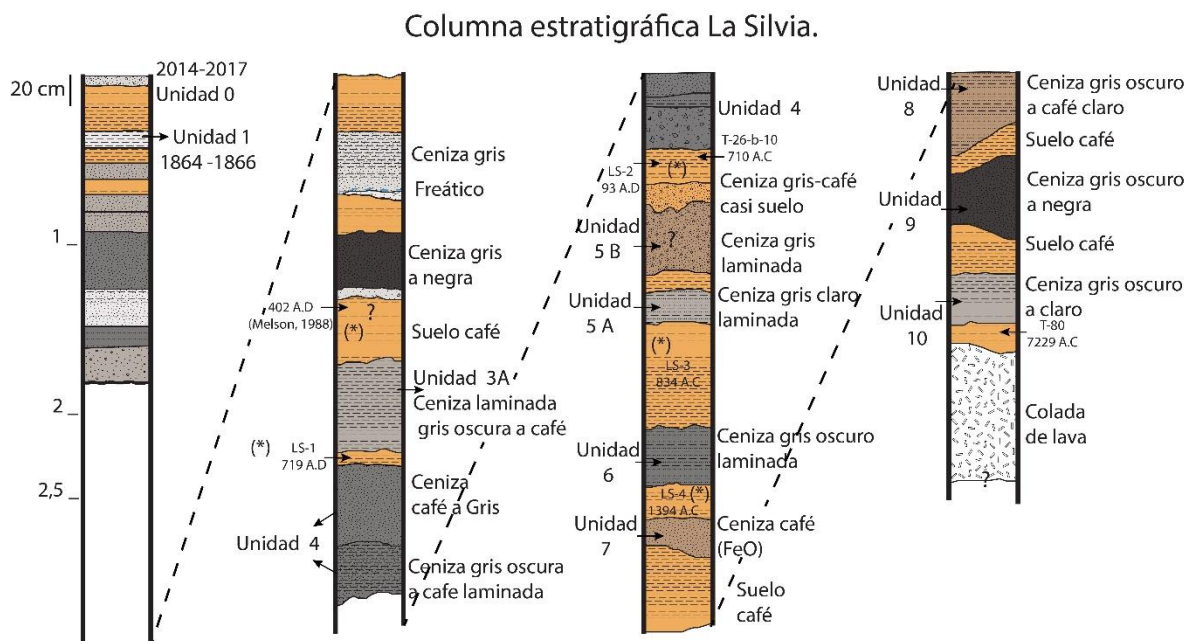


Fig. 3.1: Correlación de columnas estratigráficas en La Silvia con las dataciones (ver cuadros 3.1 y 3.2, Fig. 3.1). La ubicación de las dos muestras tomadas de la literatura es hipotética, basado en las edades y en las descripciones, dado que no se cuenta con detalle de la columna ni fotografías de las unidades datadas. La estratigrafía hallada es más compleja que la descrita en la literatura.

Unidad 5

Comprende depósitos de ceniza y lapilli delgados, pobremente seleccionados, expuestos en los flancos superiores del Turrialba. El depósito es de lapilli andesítico angular, denso en una matriz de arcilla gris claro a anaranjada, muy meteorizada. Fragmentos de madera carbonizada <2 cm en longitud de la base de un suelo bien desarrollado que sobreyace la Unidad 5 fueron datados entre 2705 ± 85 y 2495 ± 135 años a. P., por lo que asumen que dicha unidad debe de tener una edad cercana a 2800 años a. P., es decir 850 a. C. (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006).

En el presente trabajo se dató un tozo de carbón (muestra LC-1a) contenido en una capa de ceniza gris café laminada, sobre un suelo café, que sobreyace a un nivel de ceniza

gris a café sobre capa delgada de pómez. La datación aportó 2490 ± 30 años a. P. (edad calibrada 636 a. C.) y por correlación se la atribuye a la Unidad 5B. Una discordancia erosiva local separa el tope de esta unidad con el paleosuelo que se interpreta que subyace a las cenizas gris y gris oscuro asociadas con la Unidad 4 (Fig. 3.3).

Una capa de ceniza gris claro, laminada, dura, café hacia la base, sobreyace a un paleosuelo café. La datación (muestra LS-3) aportó 2660 ± 60 años a. P. (edad calibrada 834 a. C.), que por correlación se la atribuye a la Unidad 5A (~750 a. C.). La datación de 2705 ± 85 años a. P. (edad calibrada 879 a. C.), citada en el párrafo previo, se interpreta como un paleosuelo espeso que está bajo la Unidad 5A y sobre la Unidad 6.

Columnas estratigráficas Ariete y puesto Guardaparques.

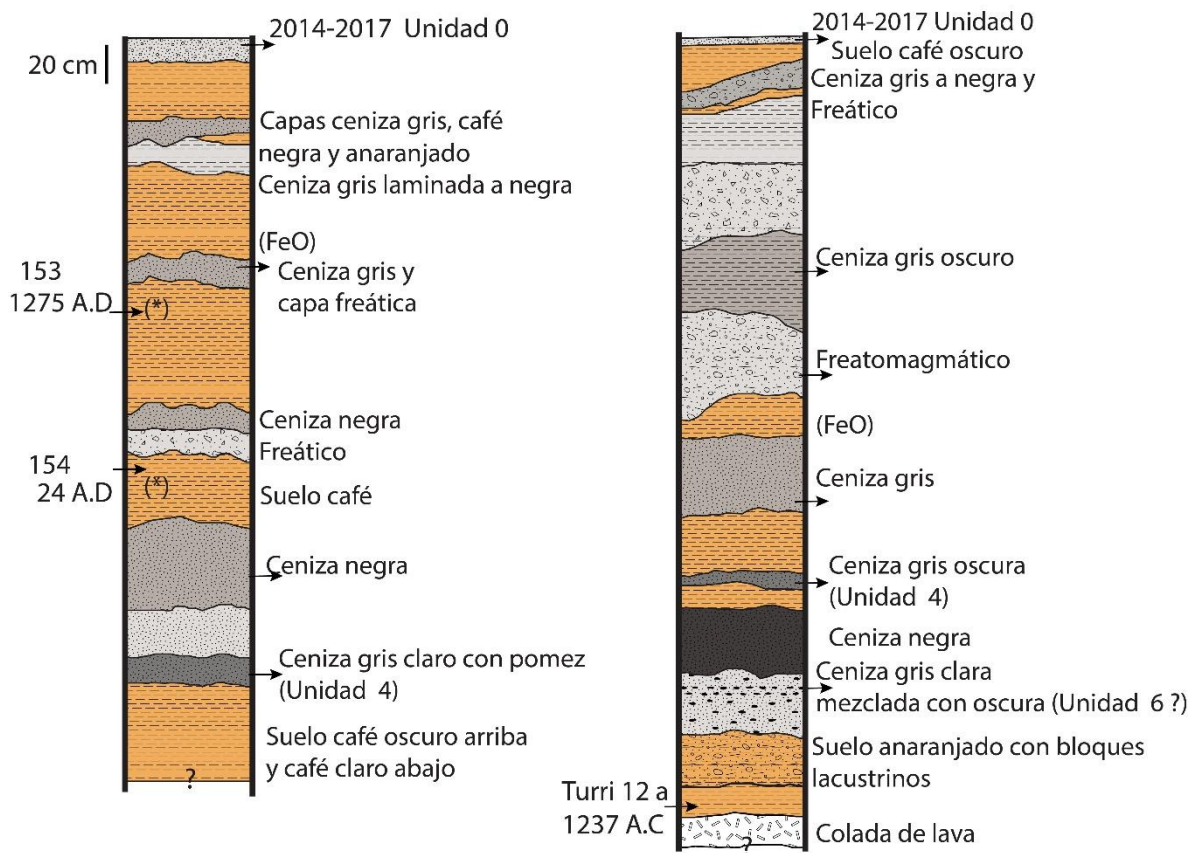


Fig. 3.2: Columnas estratigráficas Ariete (izquierda) con las posibles (¿?) ubicaciones de las dataciones realizadas por Melson *et al.* (1986) y la columna del puesto con caseta Guardaparques (derecha), con la datación Turri 12 a, justo donde uno de los ramales de la falla Arieta corta la secuencia piroclástica y de suelos (ver cuadros 3.1 y 3.2; Fig. 3.1).

Columna estratigráfica La Central

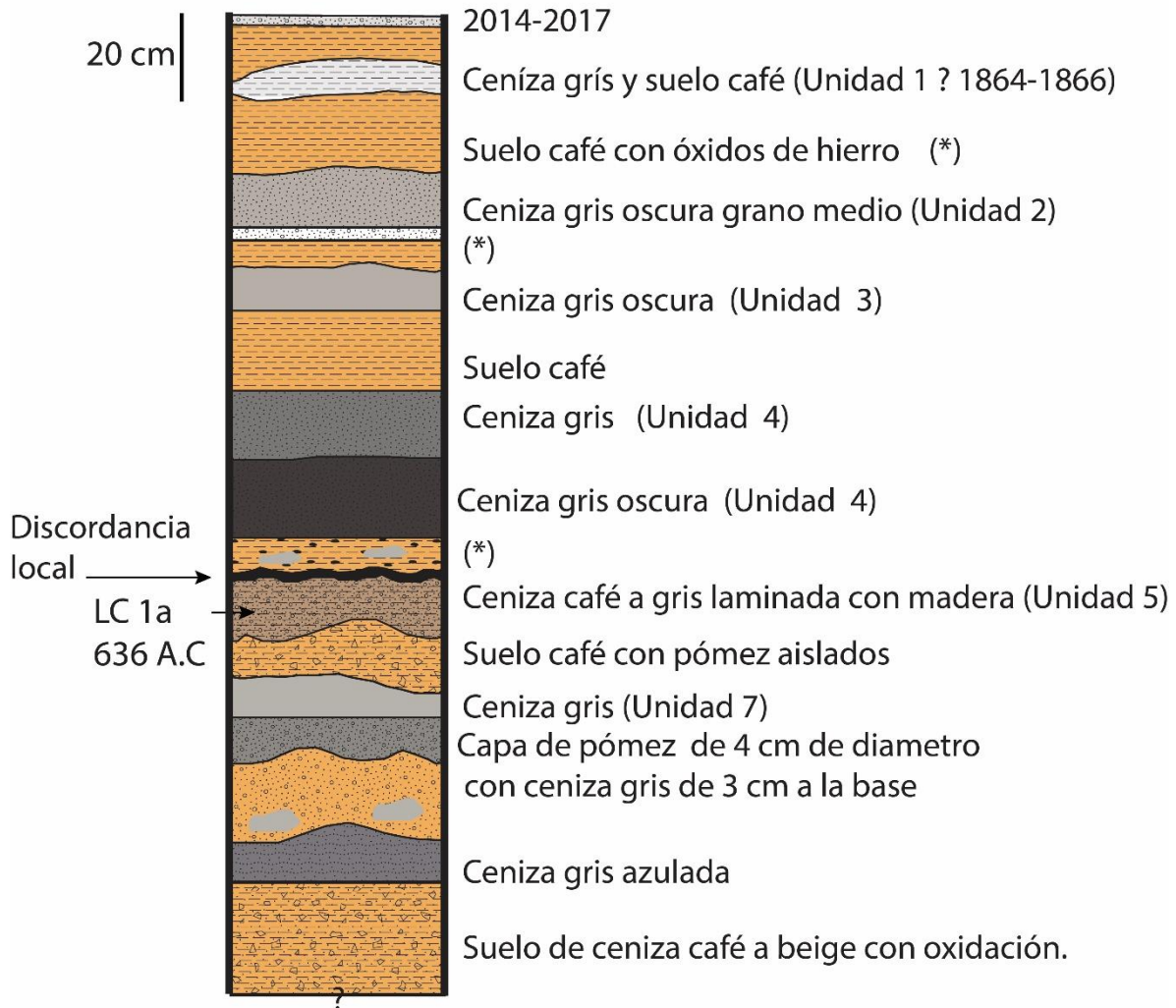


Fig. 3.3: Columnas estratigráfica La Central con la datación de la muestra LC 1a (ver cuadros 3.1 y 3.2).

Unidad 4 (Capa subpliniana El Retiro)

El período eruptivo más explosivo del Turrialba en los últimos miles de años fue de tipo subpliniano. Sus depósitos son tefras de caída y corrientes de densidad piroclástica (diluidas u oleadas y concentradas o flujos piroclásticos) que afloran principalmente en su cumbre y sobre el flanco SW del volcán (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006).

La capa piroclástica subpliniana El Retiro o Unidad 4 se caracteriza por una capa de pómez de caída, color crema a rosado, junto con escorias gris oscuras (algo más máficas), con apariencia moteada (Fig. 3.1 a 3.5). En su parte proximal está compuesta por lapilli y bombas pumíceas, algunas escorias vesiculadas, de composición andesítica (58.5-59.2 wt%

SiO₂), con fenocristales de plagioclasa (10-25 vol.%), clino y ortopiroxenos (10-15 vol.%), olivino (<5 vol.%), microfenocristales de titanomagnetita (1-5 vol.%) y glomeropórfidos de piroxenos y minerales opacos, en una matriz vidriosa (Di Piazza *et al.*, 2019).

Su espesor total en la cima del volcán es de unos 7.5 m, iniciando por una capa basal (llamada *Po* en Fig. 3.5) de 50-60 cm de espesor, rica en líticos no juveniles, hidrotermalizados (amarillentos a rojizos) y frescos, con apenas un 10-15 % de pómez. Sobre esta se presentan varios niveles con contenidos variables de pómez subredondeadas (diámetros <20 cm) y quebradas, así como escorias redondeadas (24-60 cm diámetros máximos), algunas alargadas o aplanadas (120 cm largo), además de bloques juveniles y no juveniles (<10 cm diámetro), generando localmente estructuras de impacto, en contacto puntual, con tosca gradación normal e inversa. La fuente del magma que originó la capa subpliniana El Retiro ha de estar a unos 13 km de profundidad (Di Piazza *et al.*, 2019).

Posiblemente la construcción de la calzada precolombina principal del Monumento Nacional Guayabo junto con el montículo principal estuvo direccionada con el volcán Turrialba (Hurtado de Mendoza, 2004), específicamente con el cráter Oriental del Turrialba, que debió de estar activo en ese momento. La distancia entre el inicio de la calzada y el cráter Oriental es de 9.54 km y su desviación es de tan solo 5° con respecto al centro del cráter, es decir, presenta un “error” de un grado por cada 1.9 km, nada despreciable para la época.

Reagan (1987) mapeó la distribución aerial de la pómez de caída, cuyo eje se orienta hacia el oeste. Se estima que la isopaca de 1 cm cubre un área de 1000 km² y la de 1 mm, 5000 km². El volumen aproximado estimado es de 0.2 km³. Algunas de estas cenizas se orientaron y cayeron hacia el este, de modo que se han encontrado en la turbera del río Silencio, en Siquirres. El evento subpliniano probablemente originó columnas piroclásticas de gran altura en períodos secos y, por consiguiente, las cenizas finas fueron transportadas hacia la vertiente Caribe (Obando y Soto, 1993).

La edad de esta capa subpliniana se puede determinar con bastante precisión. Se cuenta con dos edades de radiocarbono directas (carbón contenido en las tefras; Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006), además de una edad en el paleosuelo directamente infrayacente (presente trabajo) y una edad de un fragmento de carbón en una CDPc (flujo piroclástico) procedente del Irazú, directamente sobre la capa El Retiro, sin mediar ningún paleosuelo, es decir, se asumen contemporáneos (Cuadro 3.1 y 3.2). Los dos carbones directamente incorporados en las tefras, aportan edades calibradas de 23 y 159 A. D. El carbón contenido en una CDPc sobreyacente sin paleosuelo, da una edad calibrada de 30 A. D.. Mientras que el paleosuelo ubicado directamente al contacto inferior con la capa El Retiro posee una edad calibrada del 93 A. D. Al tomar en cuenta la incertidumbre de los mejores análisis una vez calibrados y correlacionados, se establece una edad final alrededor del ~25 A. D.

Sin embargo, hay edades asociadas a esta unidad que presenta problemas:

La edad reportada por Melson *et al.* (1986), de 1970 ± 90 años a. P. (edad calibrada 24 A. D.), aunque concordante cronológicamente, posee algunos problemas. Se revisó con cuidado lo dicho en las publicaciones originales que incorporaron edades de radiocarbono previas al presente trabajo.

En Reagan *et al.* (1986) se dice lo siguiente:

“Melson et al. (1985) reporta una...de 1970 ± 90 años a. P. para una capa freática de explosión que es sobreyacida por un depósito pumíceo de caída y subyacida por un paleosuelo conteniendo fragmentos de cerámica de 2000 años a. P.”

El problema es que Melson *et al.* (1986) nunca mencionan en su publicación la cerámica precolombina ni la capa de pómez, tan solo dice que es una capa freática, cerca de la quebrada Ariete. En el campo, en dicho sector se observan dos capas freáticas y hacia la base una capa de cenizas gris claro y oscuro con trazas de pómez presumiblemente asociadas con la capa subpliniana. Se puede asumir que la capa que se dató es el paleosuelo sobre la capa de cenizas con algunas pómez. El punto es que existe una confusión clara de Reagan (*op. cit.*) con la otra edad y descripción aportada posteriormente por Melson (1988), quien dice textualmente:

“A unos 4 m de profundidad en esta sección de 9 m [ubicada por la finca Retiro, que en realidad corresponde con La Silvia], Rodrigo Sáenz, Tim y Carla O’Hearn y yo encontramos un gran fragmento de madera en un paleosuelo bajo una capa delgada freática rica en lapilli, la cuarta de cada capa identificada por nosotros moviéndonos en la sección hacia abajo. La madera dio una edad radiocarbono de 1630 ± 160 años a. P. A unos 5.50 m, una capa pliniana bien desarrollada que es 13 cm espesa, ocurre sobre un suelo bien desarrollado que es rico en fragmentos de cerámica. Michael Snarskis identificó estos como del tipo cultural El Bosque, datado en aproximadamente 2000 ± 300 años a. P.”

Otra muestra discutible en su posición estratigráfica es la de 1860 ± 100 a. P., que proviene de un carbón pequeño en una CDPc al norte del cerro Tiendilla, asociada con la Unidad 4 (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006). Allí se levantó un corte de 2 m de profundidad y aunque se observaron varias capas de cenizas (al menos 5, incluyendo la reciente dentro de los suelos cultivables), no se determinó la existencia de CDPc (depósito de flujo piroclástico) ni de pómez que puedan asociarse a la Unidad 4. A lo sumo se observó un nivel delgado (1 cm espesor) de lapilli hidrotermalizado y aunque si existe una capa de cenizas gris (25 cm de espesor) rica en trozos de carbón, no existe criterio para asignarle a la Unidad 4.

Se cuenta, además, con varias otras edades de paleosuelos y turberas infrayacentes (Cohen y Raymond, 1984; Reagan, 1987; Obando y Soto, 1993; Reagan *et al.*, 2006), así como paleosuelos sobreyacentes (Melson, 1988; presente trabajo), todas ellas con edades entre los 100-700 años a. C. bajo la capa o aproximadamente ≥ 300 D. C. sobre la capa. Todo sugiere un lapso importante de inactividad eruptiva previo y posterior a este evento pliniano, el más importante en los últimos 8 ka del Turrialba. En tal caso, en la cumbre del Turrialba, donde aflora la capa El Retiro, se observa una discordancia erosiva en el contacto de las tefras más jóvenes con El Retiro, que indica una erosión importante en dicho sector, mientras que, en otros lugares, se desarrolló un paleosuelo por una o varias centurias (Cuadro 3.1 y 3.2, Fig. 3.6).

Por otro lado, las edades que restringen a la capa pliniana El Retiro poseen un rango de incertidumbre muy grande, lo cual quizás no solo se deba a un prolongado período de

inactividad eruptiva y desarrollo de suelos, sino quizás a un retrabajo y mezcla de los suelos por una prolongada actividad biológica (animales y raíces), aunado a una posible agricultura precolombina o a un exceso de CO₂ volcánico.



Fig. 3.4: Capa subpliniana de pómez (Unidad 4 o El Retiro). La fotografía superior corresponde con la cima del volcán Turrialba, entre los miradores de los cráteres, con un espesor de unos 7.5 m, mientras que la inferior es en La Silvia, donde la capa de pómez posee un espesor de unos 42 cm, sobreyacida por 65-85 cm de cenizas laminadas de color café, gris

claro y oscuro. El paquete reluciente es la muestra del paleosuelo (envuelto en papel aluminio) infrayacente (LS-2), lista para el envío para datación de radiocarbono.

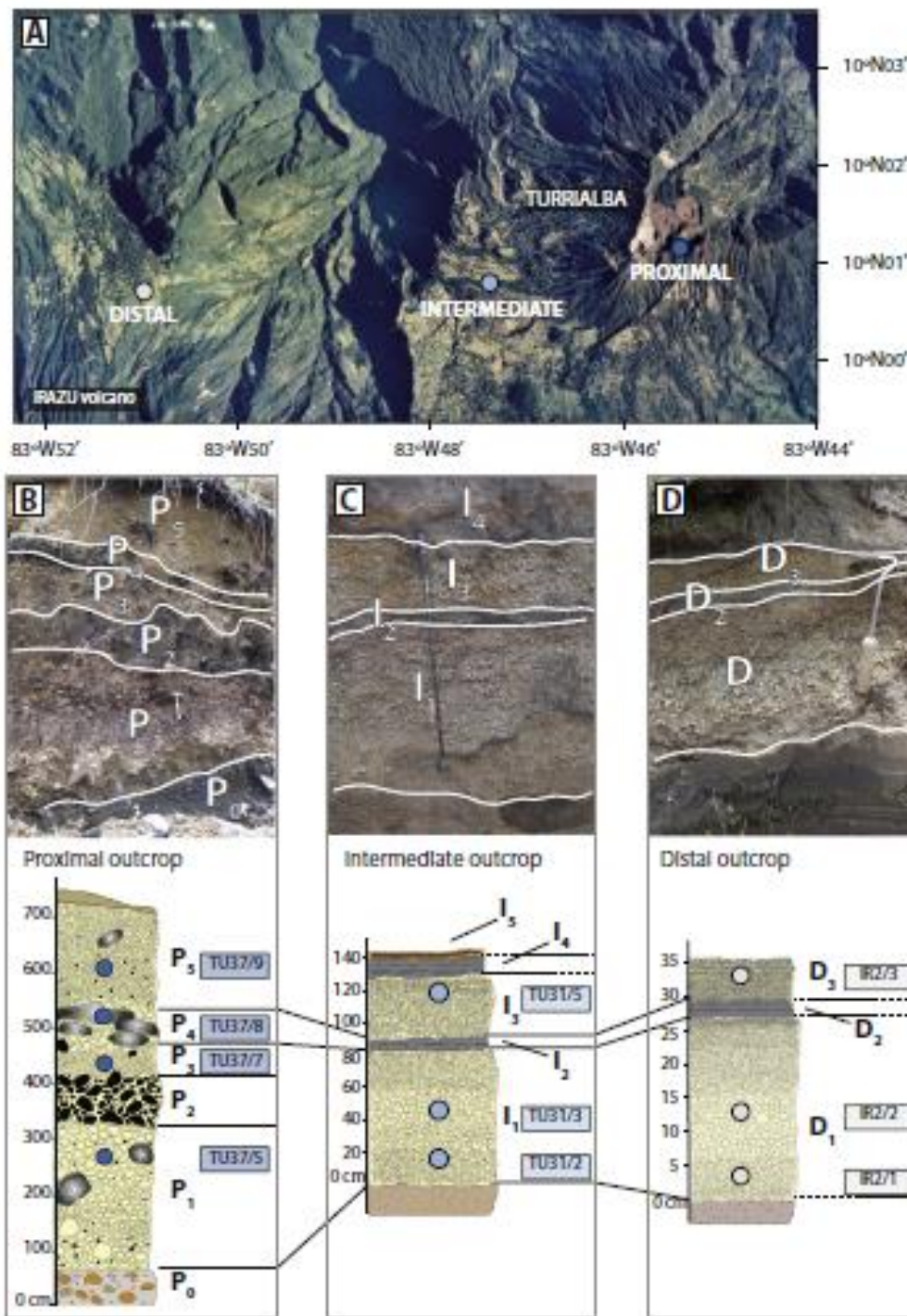


Fig. 3.5: Vista en planta de los tres lugares donde se levantaron las secciones estratigráficas y recolección de las muestras (círculos) de la capa de pómez subpliniana El Retiro. Se presenta (abajo) la correlación de los diferentes pulsos eruptivos desde la parte cercana al cráter (proximal) hasta la parte lejana (distal), tomado del trabajo de detalle de Di Piazza *et*

al. (2019). *Po* es el evento inicial rico en líticos no juveniles mientras que *I5* corresponde con corrientes de densidad piroclástica.

Unidad 3

En el borde del cráter Central afloraba (ahora cubierta en buena parte por las erupciones recientes) una capa de cenizas y lapilli, moderada a pobremente seleccionada, color anaranjado a amarillento (nivel freático), sobreyacida por una capa de cenizas laminadas de color gris oscuro (CDPd) y al tope una capa de caída. Los clastos juveniles cerca de la base son de piroclastos bandeados (dacitas mezcladas con andesitas) y al tope con clastos andesítico basálticos. Su espesor puede superar los 20 m en la cima, aunque claramente decrece muy rápido en sus flancos. Una rama en los depósitos de oleadas basales aportó una edad de 1415 ± 75 años a. P. (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006), cuya edad calibrada es de 619 A. D. Melson (1988) dató una madera en un paleosuelo bajo capa delgada de lapilli freático, a 1.5 m sobre la Unidad 4 en 1630 ± 160 a. P., cuya edad calibrada sería 402 A. D., que se interpreta acá como la base de la Unidad 3. Con base en todo lo anterior, la edad propuesta en el presente trabajo para esta Unidad 3B es de ~ 630 A. D., aunque parece existir otra más antigua, basada en las edades, denominada preliminarmente 3A, alrededor del 350 A. D. (ver cuadros 3.1 y 3.2). Más estudios son requeridos. Un hiato estratigráfico (erosión o no depositación, o falta de muestreo) de ~ 470 años (entre el 630 y el 1100 A. D.) existe entre la Unidad 3B y la subsiguiente Unidad 2A.

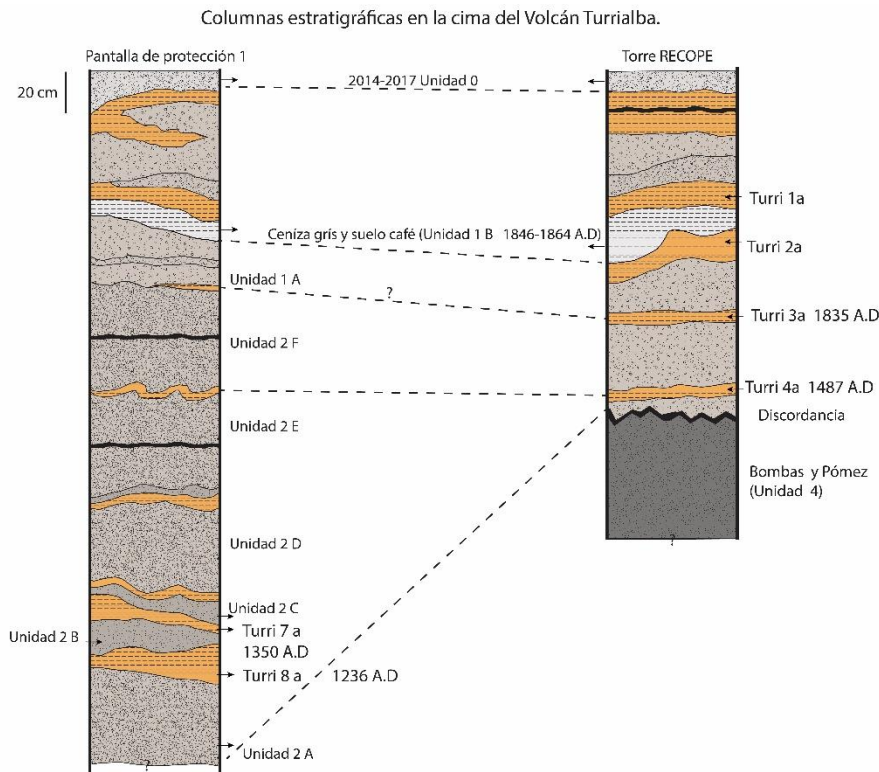


Fig. 3.6: Correlación de columnas estratigráficas en La Cima-La Torre Recope (superior) y la falla Ariete-puesto de Guardaparques. Se incluyen las dataciones radiométricas.

Unidad 2 y sus subunidades

La Unidad 2 fue originalmente descrita en el cráter Oriental y en el borde del cráter Occidental o Activo. Los depósitos son generalmente cenizas y lapilli (predominantemente no juveniles) con algunas andesitas basálticas juveniles, bien estratificados, a veces con estratificación cruzada, con selección buena a mala, color café amarillento a gris, donde establecen que el lapso entre esta unidad y la sobreyacente de 1864-1866 (Unidad 1) es corto (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006). Sin embargo, en el levantamiento estratigráfico de la cima, cerca del Mirador cráter Activo y Central, así como de la torre de Recope, se evidencian al menos 6 subunidades explosivas, una de las cual se podría atribuirse a la Unidad 2 de estos autores. Dado que el paleosuelo que ellos describen es poco desarrollado, debe de corresponder con uno de los eventos más recientes, quizás asociado con la formación del cráter Central.

De más antiguo a más joven se describen brevemente a continuación:

2A: Bajo el suelo datado (Turri 8a) se presente un depósito freático café rojizo, de más de 50 cm de espesor aflorante.

Quizás el cráter Central se forma con la explosión que originó la Unidad 2A, dado el lapso transcurrido entre la Unidad 3B y esta, además de la granulometría y frecuencia eruptiva en dicho sector.

2B: En el corte realizado para el Refugio 1 de la cima, muy cerca del Mirador del cráter Activo, se observó una capa de ceniza gris que se encuentra en medio de dos suelos debidamente datados con edades de 1286-1398 A. D. (Turri 7a) y 1184-1275 A. D. (Turri 8a), por lo que la edad queda bien restringida alrededor del año 1300 A. D.

Melson *et al.* (1986) realizaron dos dataciones de radiocarbono cerca de la quebrada Ariete, aunque se desconoce el sitio exacto y no existe una columna estratigráfica o mayores detalles que los indicados en el cuadro 3.1 y 3.2. La edad más antigua (muestra 154, 1970 ± 90 a. P., edad calibrada 24 A. D.), Reagan *et al.* (2006) la asocia con un nivel que infrayace a la capa subpliniana El Retiro (considerada Unidad 4), mientras que Soto (2012) dice que corresponde con un depósito freático interpretado como asociado con dicho evento subpliniano. Por ello, se levantaron dos cortes cercanos a la quebrada Ariete, a la par del camino. Allí se observa un nivel difuso y discontinuo de pómez y ceniza gris sobre un paleosuelo bien desarrollado, el cual debe de corresponder con la capa El Retiro (Unidad 4). Sobre ella existe un suelo café sobreyacido por una capa freática (5-12 cm de grosor) y de ceniza negra (7-10 cm) que se asume que puede ser el nivel datado por Melson y colaboradores. Aproximadamente, a 1.15 m encima, se observa otra capa freática (3-4 cm) sobreyacida por una capa de ceniza gris claro (3-4 cm) y de ceniza laminada, color gris a negro (3 cm). El paleosuelo infrayacente a esta otra capa freática quizás fue el que dató Melson en 725 ± 50 a. P. (edad calibrada 1275 A. D.), que debe de corresponder con el mismo nivel freático datado en la cima, es decir con la unidad 2E.

2C, 2D y 2E: Tres niveles piroclásticos se encuentran separados por dos paleosuelos (no datados) limitados al tope por el paleosuelo (edad calibrada 1487 A. D., Turri 4a) y el

paleosuelo datado en el rango de 1287-1398 A. D. (Turri 7a). Dos de esos niveles están constituidos por lapilli y bloques freáticos, mal seleccionado; la capa superior (40-50 cm de espesor) sobre un nivel de ceniza fina, mientras que la capa inferior entre paleosuelos, se trata de una capa freática. Una capa de ceniza gris se encuentra sobre un delgado paleosuelo, que aportó una edad muy precisa de 1287-1398 A. D. (Turri 7a).

Las edades estimadas de los tres eventos explosivos serían: 2C: ~1470 A. D., 2D: ~1430 A. D. y 2E: ~1380 A. D.

2F: Nivel de lapilli y bloques hidrotermalizados, gris a amarillentos, pobremente seleccionados (30 cm de espesor), sobreyace a un delgado paleosuelo (5-10 cm, Turri 4a) con una edad calibrada media 1487 A. D. sellada al tope por el paleosuelo (Turri-3a), que aportó una edad calibrada media de 1835 A. D., con un casi 30 % de probabilidad de una edad más antiguas entre 1681 y 1739 A. D. Todo ello sugiere que la edad del paleosuelo posiblemente es de inicios del siglo XIV, por lo que, se podría asumir que esta erupción freática posiblemente es del 1550 A. D.

Unidad 1 y sus subunidades

Los depósitos asociados con la erupción de 1864-1966, también denominados como Unidad 1, están caracterizados por fases estrombolianas alternas con erupciones freáticas (o freatomagmáticas pobres en juveniles) y freatomagmáticas, principalmente expuestas en los alrededores de los cráteres Central y SW.

Su inicio está caracterizado por un nivel freático o freatomagmático ricos en fragmentos no juveniles, con incremento paulatino de juveniles en el tiempo, presentándose corrientes de densidad piroclástica, alternando con fases estrombolianas (Fig. 3.7). La actividad culmina con una fase estromboliana rica en balística, que incluía grandes bombas corteza de pan, algunas escoriáceas y algo fusiformes, así como gran cantidad de bloques juveniles, posiblemente asociadas con un chorro oblicuo.

Los componentes juveniles son de composición predominantemente basáltica transición a andesita basáltica (SiO_2 50.57-53.20 wt%), con algunas traquiandesitas (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006; Di Piazza, 2013; Di Piazza *et al.*, 2015; Alvarado *et al.*, en revisión). González *et al.* (2015) estiman un VEI = 2.



Fig. 3.7: Diferentes capas asociadas con la erupción de 1864-1866 y el paisaje superficial de bloques y bombas del término de la erupción, previo a ser cubierto por las cenizas recientes.

En la cumbre del Turrialba, cerca del Mirador del cráter Central, se presenta una secuencia piroclástica que sobreyace a la capa subpliniana El Retiro (*ca.* 2 ka). Esta secuencia ha sido poco descrita con excepción de los depósitos asociados a la erupción de 1864-1866. El tope de la secuencia se inicia con derrubios de rocas y suelos, removidos posiblemente por la construcción de infraestructura, parcialmente estratificados, con un espesor de unos 60 cm. Un paquete de ceniza clara (12 cm de espesor) cierra el tope de los derrubios, nivel asociado al período eruptivo 2010-2020 (Fig. 3.8).

En la cima del volcán, camino a donde se ubica la torre de Recope, así como en el mirador del cráter Central y del cráter Activo, se describieron las capas presentes en los cortes artificiales, justo aquellas debajo de las cenizas blancuzcas (10-20 cm espesor), correspondientes al presente período eruptivo (2010-2020). La primera de las capas que se encuentra subyacente a esas cenizas es un suelo café con detritos, en su parte inferior más negruzco, de espesor variable (7-18 cm). Bajo dicho nivel de suelo, se presenta una capa de detritos (clastos volcánicos hidrotermalizados), anaranjados, mal seleccionados (6-15 cm espesor) y con estructuras de deformación y mezcla caótica entre los depósitos, nivel que se denomina preliminarmente capa A. Por debajo, se vuelve a encontrar otro nivel de suelo café, edafológicamente poco desarrollado (5-15 cm de espesor), de donde se tomó una muestra para datación de radiocarbono (Turri 1a). Este nivel de suelo se desarrolló sobre un nivel de cenizas de grano medio a grueso, laminadas (posibles oleadas piroclásticas), color gris (5-20 cm espesor), perturbadas por impactos de bloques hidrotermalizados, que se designará preliminarmente como capa B. Estas cenizas laminadas y bloques sobreyacen a otro nivel de suelo café a café rojizo (8-12 cm de grosor) que también se muestreó para su datación por radiocarbono (Turri 2a). Este suelo presenta también un bajo desarrollo edáfico y cubre a un paquete de tefras (cenizas, lapilli y bloques hidrotermalizados) y con mala selección, estructuras de impacto, gradación inversa en la base y normal al techo (26-30 cm de espesor), el cual corresponderá con la capa C. Este nivel freático está sobre un suelo café (10 cm de espesor) también muestreado para su datación (Turri 3a). Así, se tienen tres unidades previas a la fase eruptiva actual, las cuales fosilizaron tres niveles de suelos que se han datado radiométricamente para determinar la edad máxima del depósito suprayacente (Fig. 3.8 y columna 5 en la Fig. 3.9).

En orden desde los materiales más recientes a los más antiguos, en primer lugar, se tiene la unidad superior (capa A) que, aunque emula un depósito piroclástico primario, parece corresponder con un nivel antrópico. Así lo indicarían (1) su grado de perturbación o estructura interna caótica y (2) que dichos depósitos hidrotermalizados no se observaban en el fondo del cráter Central ni en otros cortes realizados por los autores y en trabajos previos, y (3) su edad muy joven obtenida en el nivel de suelo infrayacente, que ofrece una fecha posterior al *presente* de acuerdo con la técnica del radiocarbono, es decir, 1950 (edad calibrada de 1955-56 A. D. al 95% de probabilidad).

La capa B presenta cenizas gruesas laminadas, oscuras (posiblemente máficas), que pueden tener dos orígenes. El primero puede ser parte de las últimas fases explosivas del Turrialba durante el periodo de actividad del siglo XIX (1847-1881). Esta afirmación se apoyaría en la datación obtenida en la muestra Turri 2a, que pre-dataría esa unidad. Esta ofrece una edad reciente que calibrada proporciona un rango amplio (al 95% de probabilidad) entre 1706 y 1955, pero indicando una mayor probabilidad en los periodos 1881-1914 o

1954-1955. Dado que este último se descarta por criterios históricos, el dato más probable sería el de ~1881, el cual supondría el momento de cese de la actividad del Turrialba. Podría suponer un evento puntual explosivo que cerraría esa fase pero que, del cual, no existen registros históricos. La edad obtenida presenta, sin embargo, una gran incertidumbre como lo indica el rango de edades posibles y no puede utilizarse como único criterio cronológico, aunado al hecho que tampoco en el piso cratérico se observó un nivel freático bien desarrollado. En ese caso, se está en un rango de edad donde la técnica del radiocarbono ofrece una baja precisión. Así, la alternativa más viable sería que el depósito correspondiera a las fases explosivas de la erupción de 1864-1866 (Unidad 1). Pese a que no se observan lapilli escoriáceos característicos de los depósitos de esa erupción, los cuales tapizan los alrededores del cráter Central, la presencia de cenizas escoriáceas, oscuras y laminadas, aunado a las referencias históricas a la erupción, pueden apoyar esta afirmación. Por ejemplo, en el diario *Gaceta Oficial* del 12 de marzo de 1864 (*Gaceta Oficial*, 1864b), se comenta que durante su ascenso y visita al volcán (previo al clímax eruptivo de agosto de 1864 hasta inicios de 1866), los exploradores reportaron la presencia de “tanto polvo negro” y la mención de “espesa y alta columna de humo”, lo que parece indicar que ya se habían dado erupciones acompañadas de ceniza previo a agosto de 1864. Puesto que el cráter Central no lo reportan activo ni con rasgos de actividad reciente, el foco debió ser el cráter SW.



Fig. 3.8: Depósitos asociados con los eventos eruptivos y antrópicos recientes. A la derecha los lugares donde se tomaron las muestras Turri 1a y 2a. A la izquierda las cenizas oscuras laminadas asociadas con los eventos de oleadas piroclásticas basálticas del siglo XIX.

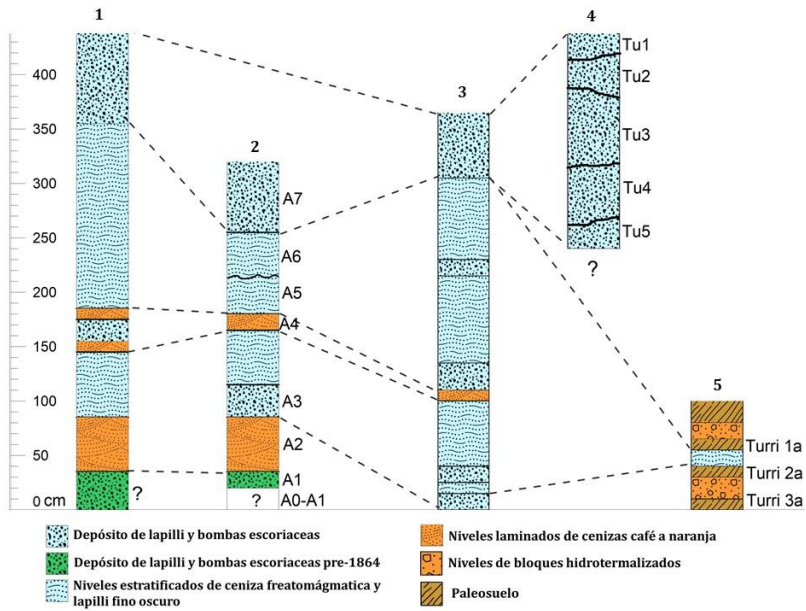
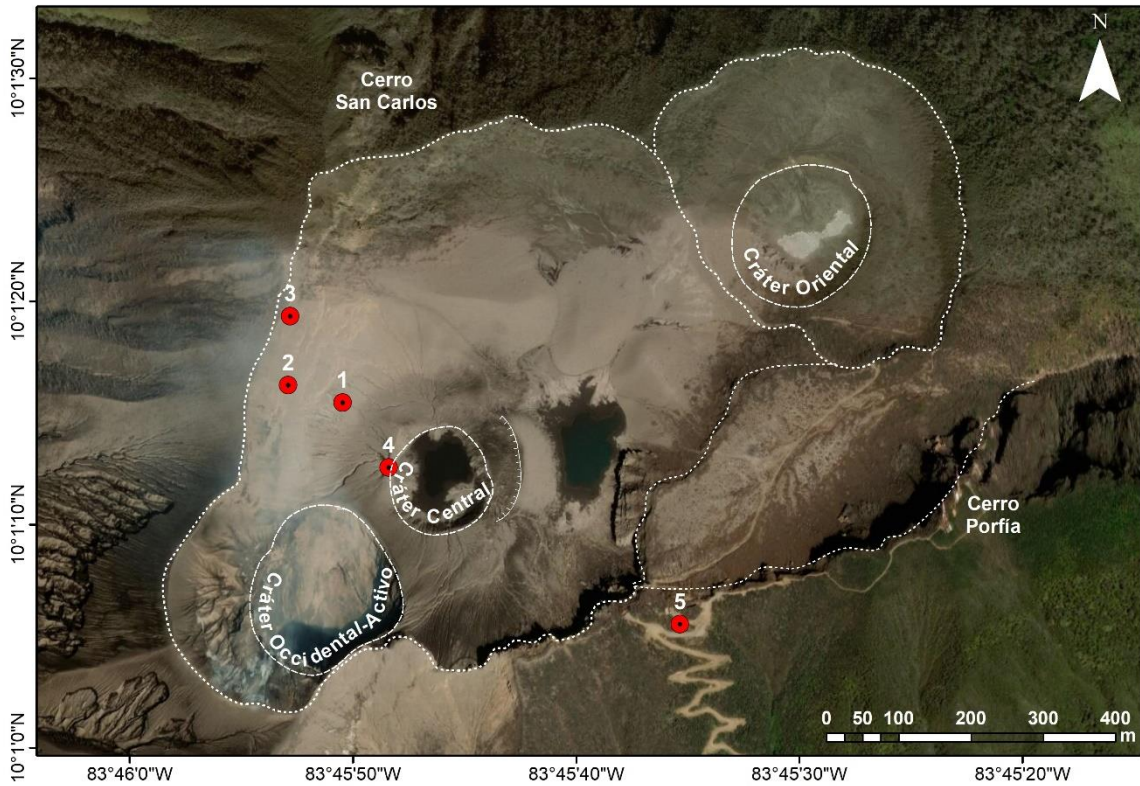


Fig. 3.9: Columnas estratigráficas de los depósitos proximales asociados con la erupción de 1864-1866 y su ubicación (Alvarado *et al.*, en revisión).

La capa C presenta también una importante incertidumbre sobre su edad, dada también por la duda sobre la datación de la unidad suprayacente y por el rango de fechas ofrecidas por la datación radiométrica del paleosuelo que la pre-data (muestra Turri 3a). Así, se abren de nuevo un abanico de varias posibilidades de acuerdo con los rangos de edad posibles ofrecidos tras la calibración de la edad ^{14}C obtenida de Turri-3a y su comparación con la información histórica. La primera posibilidad se basa en la curva de calibración de la edad ^{14}C . Lo que indica esta curva es que el periodo más probable se extendería entre 1812 y 1891, lapso que coincide con la principal fase eruptiva del Turrialba en el siglo XIX, es decir, entre 1864-1866. Puesto que no se observa ningún depósito escoriáceo o cenizas basálticas, que sí son abundantes en la mayoría de las secciones estratigráficas al NW del cráter Central, asociadas al clímax 1864-1866, entonces la capa C debería asociarse a una fase eruptiva previa a la Unidad 1 *sensu stricto* (en el cuadro 3.2 como Unidad 1B), lo que abriría varias hipótesis sobre su edad. En ese caso existen dos periodos probables que se extienden de 1681 a 1739 A. D. y de 1802 a <1862 A. D. (previo al primer ascenso de 1864). Así, se podría pensar sobre una actividad inicial generadora de depósitos predominantemente freáticos, localmente seguidos por una pausa de varios años, que permitió el desarrollo del suelo incipiente situado a techo de esa capa C. En ese caso, la pregunta que surge es, ¿corresponde este evento freático a algún momento de la primera mitad del siglo XIX o más bien, de finales del s. XVII, principios del s. XVIII (?). Ya Alvarado (2000) y González *et al.* (2015) habían especulado con base en reportes aislados de naturalistas, que el volcán pudo estar activo previo a 1864, muy probablemente entre 1847 hasta 1863, aunque las erupciones al parecer fueron de poca monta; se puede, sin embargo, especular una erupción inicial ~1840 A. D. (Unidad 1A). Otra posibilidad es que se trate de un evento previo al siglo XIX (i.e., 1681-1739 A. D.).

La abundancia de balísticos en la capa C sugiere una fuente cercana. Puesto que las primeras descripciones no mencionan actividad secundaria (intensa actividad exhalativa) relevante en el cráter Central, se podría pensar que la Unidad C obedece a los posibles eventos someramente citados por el gobernador español don Diego de la Haya y que podrían corresponder con la apertura del cráter Central varias décadas antes.

Entonces, la unidad C estudiada mediante radiocarbono permiten concluir que el volcán Turrialba:

- (1) Pudo ocurrir durante el siglo XIX eventos eruptivos previos al ya registrado de 1864-1866 (Unidad 1B), es decir la Unidad 1^a.
- (2) Hubo una fase eruptiva previa a la ampliamente descrita para el s. XIX (Unidad 1B), entre finales del s. XVII y principios del s. XVIII, que no fue registrada de manera adecuada en los documentos históricos (Unidad 1A).

En síntesis, al parecer el volcán Turrialba estuvo relativamente muy activo en el siglo XIX, con altibajos entre 1847 y 1881, para entrar en una pausa de unos 130 años con el reactivar de la actividad eruptiva en el 2010.

En las descripciones de las columnas en el flanco W y SW se observa una unidad de cenizas y escorias basálticas (pintada de verde, Fig. 3.9 y 3.10) que indican una fase explosiva

previa a 1864 con poco o nada de desarrollo de suelo. Debajo de esa fase explosiva, hay una mucho más desarrollada, que ha de ser la Unidad 2 en el sentido estricto, que en estudios anteriores pudo ser confundida con las escorias basálticas asociadas con la Unidad 1.

Cuadro 3.4: Dataciones de radiocarbono tomadas camino a la torre de Recope en la cima del volcán Turrialba (562.665E-222.449N; Alvarado *et al.* (en revisión.).

| Muestra | Descripción | Edad ¹⁴C (años a.P.) | Mediana + 95.4 % rango de edad calibrada | Comentario |
|-----------------|---|--|--|--|
| Turri 1a | Nivel de detritos antrópico (6-15 cm espesor) bajo un suelo pre-2010 (7-18 cm) y sobre el paleosuelo datado (5-15 cm) | | cal AD 1955-1956 0.9 | Esta edad tan joven tan solo indica que es un suelo que se sale del límite de detección del ¹⁴ C |
| Turri 2a | Paleosuelo café rojizo datado (8-12 cm) sobre capa laminada de cenizas grises (5-20 cm) con impactos | | cal AD 1881-1956 0.9 | Esta edad tan joven tan solo indica que es un suelo que prácticamente se sale del límite de detección del ¹⁴ C. Este nivel debe de corresponder con el clímax de la erupción de 1864-1866 puesto que posee cenizas oscuras. Podría formar parte de un depósito de un evento ocurrido al final del siglo XIX no registrado |
| Turri 3a | Paleosuelo (10 cm), localmente con nivel freático (26-30 cm) de bloques gris a amarillento a la base | 110 ±30 | cal AD 1835 1802-1938 0.7 1681-1739 0.3 | Este nivel debe de corresponder con el clímax de la erupción de 1864-1866. Puede también corresponder con un evento explosivo de inicios del siglo XIX (1835?) o con uno alrededor del año 1685 |

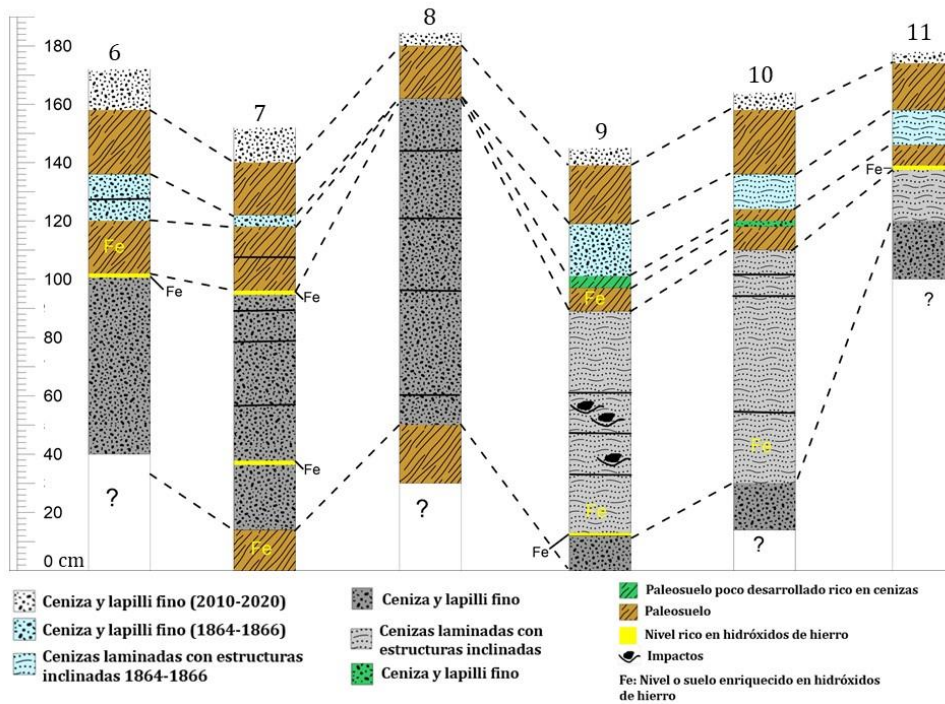
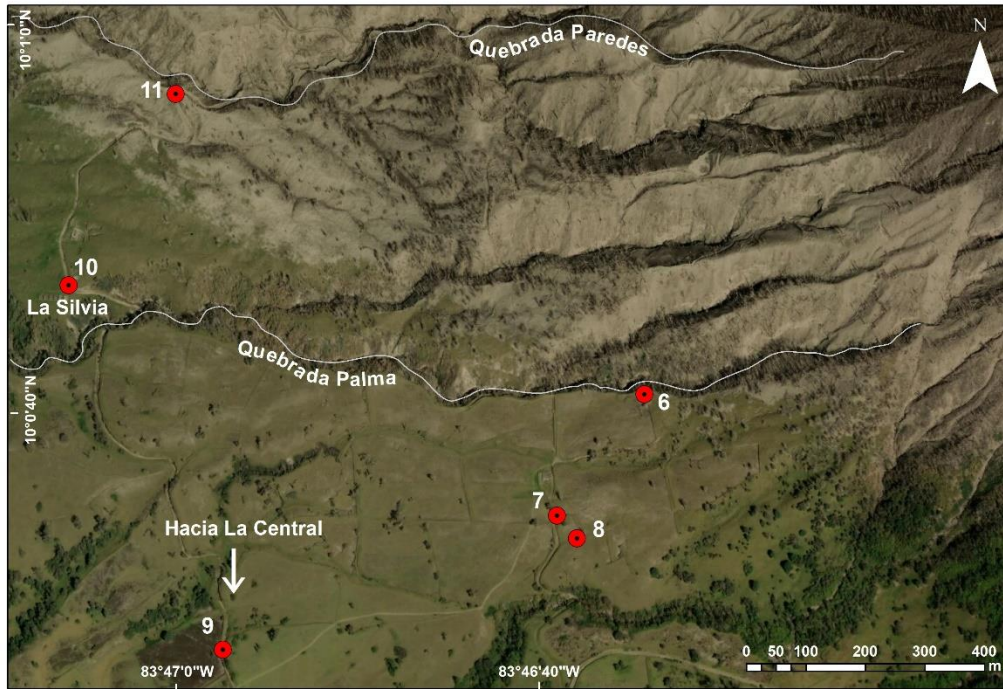


Fig. 3.10: Columnas estratigráficas de los depósitos piroclásticos recientes, ubicados en los flancos W y SW del Turrialba y su ubicación. La capa pintada de verde puede corresponder con la Unidad 1A, mientras que la sobreyacente con la Unidad 1B (Alvarado *et al.*, en revisión).

Unidad 0

Representada por el período eruptivo actual (2010-2020), donde en la parte proximal posee varios metros de espesor de cenizas grises, estratificadas de caída, algunas con laminación cruzada (CDPd), capas de lapilli, impactos balísticos (bloques y bombas), así como niveles de erosión y relleno (Fig. 3.11). En los flancos W y SW se distingue por una capa de ceniza gris claro a blancuzca, muchas veces mezclada con el suelo y la vegetación reciente, con espesores de 10-20 cm o menos. Mayoritariamente, poseen una composición andesítico basáltica. La ceniza está compuesta por porcentajes variables de líticos accidentales, frescos (no necesariamente juveniles) a alterados hidrotermalmente (15-50 %), con minerales hidrotermales (1-8 % vol.: anhidrita, yeso, bassanita, alunita, hexahidrita, pirita, heulandita, azufre nativo), minerales de arcilla (8-17 %: montmorillonita, haloisita, alofana) y una cantidad variable de vidrio fresco (5-49 % vol.) como esquirlas y fragmentos (3-20% vol. taquilita y 2-26 % vol. sideromelana), fenocristales (3-13 % vol.), que pueden ser tanto juveniles como accesorios/reciclados (1-5 % vol. plagioclasa, 1-7 % vol. piroxeno, 0-1 % vol. olivino, 0-6 % vol. opacos, cristobalita y tridimita) y xenocristales (≤ 1 % vol.: riebeckita y biotita). Los minerales secundarios son el producto de la alteración hidrotermal profunda y de su expresión en el campo de fumarolas superficial. El porcentaje del componente fresco fue bajo (1-2 % vol.) en la apertura del conducto eruptivo del 2010, incrementando paulatinamente (ca. 12-25 % vol. en 2013-2016).



Fig. 3.11: Dunas de ceniza y bloques asociados con las erupciones del 2015, cerca del cráter Central.

Aspectos tefrocronoestratigráficos relevantes de la secuencia eruptiva

De la integración y reinterpretación de las columnas estratigráficas y las edades de radiocarbono, pese a las limitaciones y los problemas expuestos, se pueden concluir algunos aspectos relevantes Fig. 3.12):

a) Las erupciones tienen en general una frecuencia eruptiva de un evento explosivo aproximadamente cada 230 años entre el 1450 a. C. y el presente. Sin embargo, se reconoce que al principio la frecuencia eruptiva de las explosiones relevantes fue de un evento cada 273 años (lapso I del 1400 y al 630 a. C.), pasando después a un evento relevante cada 319 años (lapso II entre el 0 y 1300 d. C.), para pasar a una elevada frecuencia de un evento cada 62.5 años (lapso III entre el 1380 d. C. y el 1550 d. C.) o de un evento cada 114 años (lapso III + IV entre el 1100 y el presente).

b) Claramente, la frecuencia eruptiva (p. ej., lapso III) es más frecuente no solo por un mayor y detallado muestreo cronoestratigráfico en la cima, donde las erupciones menores poseen una mayor probabilidad de preservación, con respecto a las facies explosivas preservadas a más de 2 km de distancia. Esto es un aspecto importante a considerar, dado que muchas veces los vulcanólogos solo muestrean los eventos mayores y dejan de lado los menores, que igualmente pueden causar problemas para la agricultura, ganadería y vuelos comerciales.

c) Al parecer existen algunos posibles hiatos (períodos sin actividad eruptiva relevante) importantes en la actividad explosiva: i) unos 650 años antes de la Unidad 4 (El Retiro), cuya edad de la capa es cercana al año 25 A. D., ii) unos 470 años entre las Unidades 3B y 2A.

d) Se podría especular que estos hiatos, junto con otros elementos expuestos en el texto, podrían reflejar que:

i) El cráter Oriental pudo estar activo hacia el año 0 de nuestra era con la Unidad 4,

ii) El cráter Central se pudo originar con la Unidad 2A y

iii) el cráter Occidental o Activo podría haberse formado a inicios del siglo XIX con la Unidad 1A.

e) Al parecer se presentó un período efusivo contemporáneo durante el Holoceno Superior Temprano (*ca.* 3.5 ka), evidenciado por la colada datada por Ruiz *et al.* (2010) por La Picada y aquella colada de lava en bloques bajo la secuencia de tefras que aflora por el puesto de guardaparques, que no es más antigua que unos 1500 a. C..

Frecuencia Eruptiva Volcán Turrialba

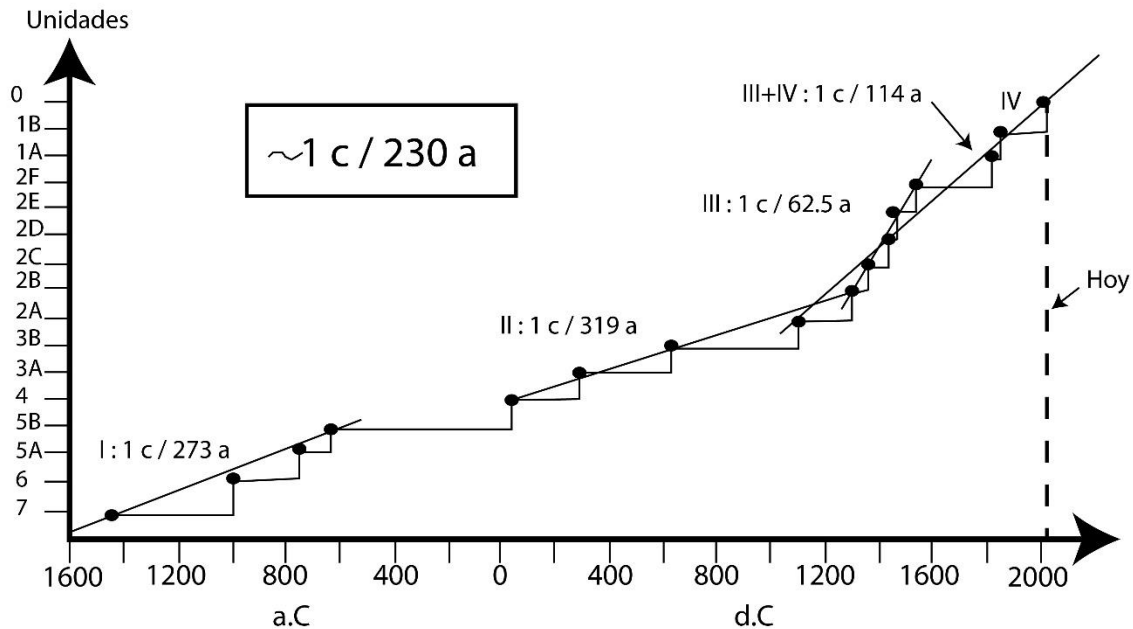


Fig. 3.12: Frecuencia eruptiva (una erupción cada x años: $1 \text{ c} / x \text{ a}$) de las principales unidades reconocidas y muchas de ellas datadas en el volcán Turrialba, tanto en la literatura como con base en las nuevas dataciones aportadas en el presente estudio. Claramente, la frecuencia eruptiva es mayor (lapso III y III + IV) debido a un mejor muestreo cronoestratigráfico en la cima, donde las erupciones menores poseen una mayor probabilidad de preservación, con respecto a las facies explosivas identificadas a más de 2 km de distancia. Se distingue también algunos hiatos (períodos sin actividad eruptiva relevante) o, menos probable, por ausencia de muestreo, identificados: i) unos 650 años antes de la Unidad 4 (El Retiro), cuya edad de la capa es cercana al año 25 A. D., ii) unos 470 años entre las Unidades 3B y 2A.

ACTIVIDAD HISTÓRICA

La actividad volcánica histórica del Turrialba se va a dividir cronológicamente en varias fases, que se sintetizan a continuación, basado en los documentos históricos y observaciones de campo:

a) Actividad pre-1864, b) Actividad 1864-1866 y c), Actividad eruptiva menor y secundaria residual 1867-1995, d) Reactivación y actividad eruptiva del Turrialba 1996-2020.

Actividad pre-1864

Referente a la actividad eruptiva del siglo XIX, los vulcanólogos Gerardo Soto y Mark Reagan estudiaron el volcán Turrialba con particular detalle (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006; Soto, 2012b), llegando ambos a la conclusión que no tuvo actividad explosiva relevante en el siglo XIX previo a 1864. No obstante, las constantes descripciones anotadas a distancia (varios kilómetros) por los viajeros y naturalistas reconocidos, tales como las “columnas de humo”, “llamas” y “casi sin interrupción un ruido sordo semejante al que produce una caldera de vapor, pero más fuerte” e, incluso, algunos dibujos aportados por naturalistas y viajeros (M. Wagner y W. Marr en 1853; K. Hoffmann en 1855 y T. F. Meagher en 1858; además, Schneider en 1911 y Sapper en 1913), han motivado a la reinterpretación de los documentos y a contemplar la posibilidad de que Turrialba tuvo una actividad explosiva menor y poco frecuente al menos entre 1847 y 1863 (Alvarado, 2009, González *et al.*, 2015). Dicho período es de al menos 17 años, donde predominó la salida de gases (actividad exhalativa) con la expulsión casual de cenizas.

El inicio exacto de reactivación del Turrialba (microsismicidad y nuevas fumarolas) y de la nueva actividad eruptiva del siglo XIX, no se puede precisar, pero la primera mención breve es de 1847 cuando Anders S. Oersted, realizada en su visita al Irazú desde donde observa al volcán Turrialba y él recalca la diferencia entre “humo” (¿cenizas?) y vapores (gases) según el siguiente texto (Oersted, 1863):

...el volcán Turrialba del que se escapa constantemente humo y vapores.

Basados en que Meagher (1859-1860) hace una ilustración del Turrialba, González *et al.* (2015) pueden calcular una columna de gas en al menos 1000 m de altura sobre el borde del volcán (Fig. 2). Ahora, que se tiene una mejor idea de la localidad desde donde se dibujó, se puede calcular la altura de la columna en unos 700-800 m (Fig. 3.13).

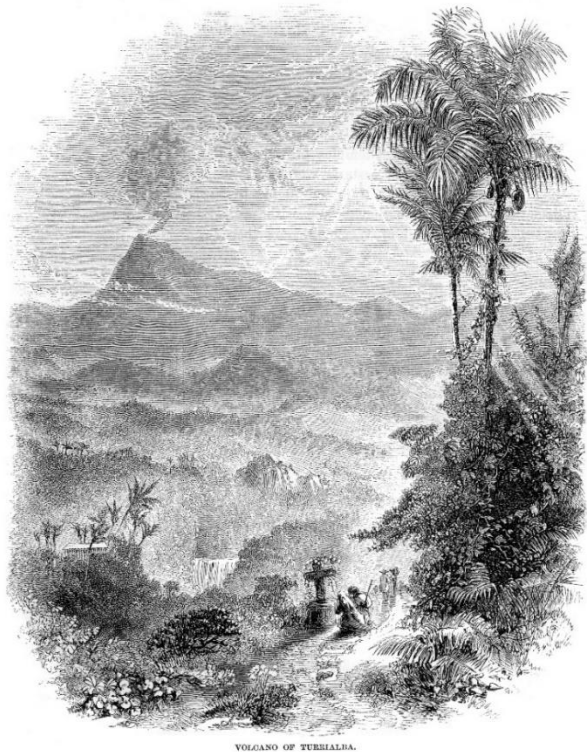


Fig. 3.13: Ilustración del volcán Turrialba en 1858 (Meagher, 1859-1860, p. 298), cerca del poblado cañero de Naranjo (ubicado a 2 km al W de Juan Viñas), al parecer “cuesta debajo de un cerro sumamente escarpado”, según se desprende del documento original (Meagher, 1859-1860, p. 318).

En tal caso, todo lo anterior, más allá de las dudas, la frase “tres enormes columnas de humo verticales” (Meagher, 1859-1860) hace pensar que existían al menos tres boquetes o cráteres menores, al parecer dentro del cráter más al SW (el mismo sector activo en 2010-2020) en plena actividad exhalativa y quizás con proyección de cenizas con o sin aporte de magma juvenil (fragmentos de lava fresca y fundida). Las llamaradas pudieron corresponder con la combustión del azufre a través de fumarolas de temperatura elevada, en grietas aledañas a los boquetes o debido a la proyección de fragmentos de lava incandescentes (no necesariamente juveniles), o por incandescencia del cráter, o una combinación de todas las anteriores.

La fecha del primer ascenso registrado al Turrialba por los nuevos colonos mestizos, no está bien establecida, pero se deduce que ocurrió a finales de la estación lluviosa de 1863 y estuvo liderada por los tres cartagineses: Manuel y Francisco Guillén y Antolino Quesada (*Gaceta Oficial*, 1864a). El reporte escueto fue realizado por Juan Braun en dicho diario, pero lo interesante es su comentario:

...[estos exploradores] han escudriñado *al fin al interesante y turbulento cráter [sic] de este volcan [sic] tan activo, cuya inmensa columna de humo vemos y conocemos desde tanto tiempo solamente de lejos...*

Sobresale acá el hecho de que Braun habla de humo (cenizas?) y que tiene tiempo de estar activo. Lo anterior motivó a que posteriormente el propio Braun organizara un ascenso mejor organizado. Allí, los viajeros Juan Braun y Johanning (alemanes), Martin Flütsch (suizo) y Roche de la Tour (francés), acompañados de los citados baqueanos costarricenses y primeros en dejar constancia de su ascenso al volcán, Antolino (Antolín) Quesada, Francisco y Manuel Guillén, ascendieron al volcán en un número total de una docena de excursionistas. Sin embargo, para el 26 de febrero de 1864, solo dos de ellos llegan a la cumbre (*Gaceta Oficial*, 1864b; Pittier, 1888; Seebach, 1895; González, 1910; Sapper, 1913; Hilje, 2008, 2018; Peraldo y Mora, 2008). Acá se recalca nuevamente que el Turrialba tenía ya varios años de actividad y, además, lo descrito emula a lo acontecido recientemente en Turrialba a inicios del siglo XXI. El cráter lo describen oscuro y se visualizaban bien sus paredes (indicio de una hoya profunda) que poseía, según lo estimaron, más de 100 m de profundidad con un centenar de aberturas o bocas secundarias (de aproximadamente 0,5 m de diámetro cada una), que emitía gases con estrépito, mientras que dos de ellas, ubicadas al lado W y E, despedían importantes cantidades de gases que formaban columnas de unos 26 m de diámetro por unos 150 m de altura. Esto induce a pensar en el cráter SW, mientras que los cráteres Central y NE se presentaban inactivos. Se resalta en estos documentos del siglo XIX, que el volcán llevaba “muchísimos años” con cierta actividad, por lo menos de tipo exhalativa (salida de gases a través de bocas), que había quemado la vegetación, muy posiblemente por la lluvia ácida, pero la presencia de “tanto polvo negro” durante el ascenso y la mención de “espesa y alta columna de humo” previamente citados, parece indicar que, adicionalmente, se dieron erupciones acompañadas de ceniza previo a marzo de 1864.

En síntesis, todos estos documentos, aunque escuetos, dan cuenta más allá de las dudas, que no solo el Turrialba presentó una intensa actividad exhalativa entre 1847 e inicios de 1864, sino muy posiblemente también la salida esporádica y en poca cantidad de cenizas escoriáceas oscuras.

Actividad eruptiva 1864-1866

Toda la actividad previamente descrita del Turrialba fue el prelude para una actividad eruptiva mayor y la más citada en la literatura vulcanológica, que se extendería desde el 17 de agosto de 1864 hasta al menos febrero y quizás marzo o incluso mayo de 1866. Aunque la actividad eruptiva, según la literatura tradicional, al parecer inicia el 17 de agosto de 1864 (Pittier, 1889; González, 1910), no fue hasta la noche del 16 al 17 de setiembre de 1864 en que llegó a caer ceniza fina en San José (*Gaceta Oficial*, 1864c), situación que se extendió entre los días 18 al 21 por el Valle Central occidental, particularmente hasta las poblaciones de Atenas y Grecia. La ceniza llegó a ~65 km de distancia del volcán, con un espesor aproximado de ~1 m en los alrededores del cráter (*Gaceta Oficial*, 1864e).

El gobierno de Costa Rica envió a los señores Antolino Quesada y Manuel Guillén (quienes ya habían ascendido previamente en febrero de 1864), con el fin de determinar cuál era la situación del volcán Turrialba; alcanzaron la cima el 30 de setiembre de 1864 (*Gaceta Oficial*, 1864e):

Estos valientes salieron el 27 del mes pasado de la ciudad de Cartago y el 29 por la mañana llegaron al rancho San Martín [sic], donde comenzaba la ceniza á profundizar aumentándose luego en la laguna hasta la profundidad de mas [sic] de un pié [sic], cuya materia con el agua de las lluvias formaba una masa muy resbalosa que dificultaba mucho la marcha.

Seguidamente se describe lo siguiente (*Gaceta Oficial*, 1864e):

El gran pico San Carlos, una de las tres elevaciones que encerraba el Volcán, contiguo [sic] al lado Norte del cráter ha desaparecido casi en su totalidad, cayendo sus enormes masas en aquel abismo bullicioso,... Para formarnos una idea basta considerar que toda la superficie de este ancho volcán está cubierto con una capa de más de una vara de espesor con ceniza que se ha regado visiblemente sobre una extensión de más de tres leguas alrededor y principalmente al Norte del volcán... Además, arrojó esta boca pedrones inmensos é [sic] innumerables sobre los otros picos...

De acá se desprende que el crecimiento del cráter y las explosiones hicieron colapsar parcialmente al cerro San Carlos y que el espesor de las cenizas era cercano al metro (0,83 m). Hoy día, el cerro San Carlos y su cumbre, se ubica al NNE del cráter Central, presentando dos posibilidades: a) que el cráter activo era el cráter Central o, b) que una prominencia más alta del cerro San Carlos colapsó. Como se verá en los próximos párrafos, el geólogo Karl von Seebach asciende al volcán Turrialba posteriormente, pero siempre en compañía de Antolino Quesada, dejando constancia que el cráter activo no era el cráter Central.

En ese mismo año, Blas Moya escribe una nota al Ministro de Gobernación el 24 de octubre de 1864 explicando (Peraldo y Mora, 2008) lo siguiente:

El Juez de Paz de la Aldea de “Sarapic..” [Sarapiquí] con fecha 19 del corriente entre otras cosas me dice que hace diez días [9 de octubre] estaba el río blanco de azufre, y que era tanta la mortandad de peces que había en las playas [del río] que se podían sacar en carretadas...

De acuerdo con el Censo de Población de la República de Costa Rica de 1864, la Aldea de Sarapiquí era un “lugar” que se disputaban la provincia de Heredia y Alajuela y que posteriormente formó parte de Heredia (Censo de la República de Costa Rica, 1883). A nivel administrativo, ese cantón se podría equiparar a la actual provincia del mismo nombre que se divide en cantones, los cuales en el siglo XIX se denominaban “lugares”. Es razonable pensar que el lugar “Aldea de Sarapiquí” coincidiera groseramente con lo que hoy es el cantón de Sarapiquí. En 1864, esa zona estaba prácticamente despoblada y el único lugar donde podría existir un juez de Paz era una localidad a las orillas del río Sarapiquí, justo antes de su confluencia con el río Sucio, denominada en aquel entonces como Muelle (lugar que ya aparece en los mapas de 1861). Con toda probabilidad corresponde con el lugar actual de Muelle, ubicado en la vega del río Puerto Viejo, a tan solo 2 km al NNW del actual Puerto

Viejo de Sarapiquí (lugar que aparece en los mapas entrado el siglo XX), entre ambos ríos. Por tanto, los ríos a los que se refiere la cita debería ser uno de esos dos. La contaminación y alta mortandad de peces descrita no puede tener un origen en los ríos que nacen en el volcán Turrialba, ya que sus aguas no desembocaban por aquel entonces en los ríos Sucio o Sarapiquí (cf. Galve *et al.*, 2016). La fuente de contaminación debería provenir de la cabecera del propio río Sucio, que sí estaba conectada hidrológicamente con la zona desde donde llegaron las noticias y para explicarla se debería recurrir a una abundante caída de cenizas en las laderas del volcán Irazú.

La abundante caída de cenizas y contaminación de los ríos está acorde con lo escrito por Antolino Quesada y Manuel Guillén (*Gaceta Oficial*, 1864e):

Al lado Oeste del volcán [Turrialba] y como a 500 varas [417 m] bajo el cráter ha nacido un río, cuyas aguas son sumamente ácidas tal vez con ácido sulfúrico. -En la dirección Nor-Oeste hacia [sic] cabeceras del río “Tortuguero” se vé [sic] toda la vegetación destruida y este fenómeno se estiende [sic] á [sic] distancia de algunas leguas.

El río ácido que se comenta es la quebrada Paredes, que nace a unos 500 m N del cráter Activo del Turrialba, afluente del río Toro Amarillo, que después se une al río Chirripó. En 1864 este último río desembocaba en el río Colorado, una rama del río San Juan, mientras que el río “Tortuguero” fue una forma de decir para los ríos que descienden al Caribe, dado que la hidrografía en ese entonces era bastante desconocida. El aumento en la acidez de ese río se dio porque los gases expulsados, los cuales se condensaron con la lluvia formando ácidos que, aunado a los coloides y las cenizas, se dio una disminución del pH en el agua. La ceniza húmeda, cargadas de sales y ácidos, debió de contribuir no solo a la acidez de los cauces sino a la destrucción de la vegetación como se observó en erupciones recientes (Duarte y Fernández, 2011; Campos-Durán y Alvarado, 2019). Este efecto se debió extender hasta la ladera del Irazú como se ha mencionado, lo cual es una evidencia de que la erupción de 1864 tuvo que ser más intensa que cualquiera de las fases eruptivas observadas recientemente.

Nuevos reportes de caída de ceniza se presentan el 24 al 31 de enero de 1865, los cuales alcanzaron unos 33-38 km de distancia al NW de San José y a unos 65-70 km de distancia del volcán (*Gaceta Oficial*, 1865; Seebach, 1865).

Las rocas expulsadas caían nuevamente en el cráter y la pluma de gas era de al menos 1000 m de altura con dirección SW (Seebach, 1895).

Seebach describe gran cantidad de bloques y lapilli lanzados al SW, mientras que las rocas que salían se golpeaban entre sí y contra las paredes, para volver a caer dentro del cráter. Se presentaron varios temblores importantes, en particular el 16 de marzo, aproximadamente a las 9 a. m., con una duración de unos 2 segundos, que fue sentido en Turrialba, Cartago y San José, donde las personas se aterrorizaron. Otro sismo parecido se sintió en el flanco del Irazú, que movió mucho la casa donde estaba von Seebach de regreso y tuvo una duración de 2 segundos, pero fue percibido leve en Cartago y San José (Seebach, 1865, 1892; Pittier, 1889; González, 1910). Dos segundos de duración induce a pensar en sismos locales (volcanotectónicos) localizados en una semiesfera ≤ 16 km de radio con respecto al sitio donde

fue sentido. Dado que su radio de percepción por la población fue de un mínimo entre 20 y 30 km (asumiendo un epicentro cercano al volcán), con intensidades groseramente estimadas entre III y IV (no se registraron daños), se puede estimar que las magnitudes igualmente rondaron entre 3 y 4, para profundidades someras inferiores a los 8 km.

Después de una pausa relativa, un recrudecer en la actividad se dio durante 4 días en enero y 3 días en febrero (principalmente del 1 al 3 de febrero) de 1866. Las erupciones en enero y febrero de 1866 fueron, aparentemente, las de mayor tamaño de la fase eruptiva de 1864-1866, cayendo ceniza hasta Puntarenas, a unos 125 km de distancia. También se reportó la caída de ceniza fina en el puerto colonial El Realejo, cerca del actual puerto de Corinto (~460 km de distancia, Fig. 3), Nicaragua, pero no se tiene una verificación (Sebaach, 1892; González, 1910). Sin embargo, no resulta del todo improbable, dado que, a modo de ejemplo, durante la erupción del Irazú de 1962-1965, se reportó la caída casual de ceniza en Nicaragua (Alvarado, 1993).

La erupción del Turrialba culminó unos 18 meses después de iniciada, en algún momento entre mediados de febrero (comprobado) y quizás marzo de 1866. Sin embargo, el 8 de mayo se reportan muchos temblores, presuntamente asociados con el Turrialba (Pittier, 1889; González, 1910; Sapper, 1913), pero se desconoce a ciencia cierta si estuvieron asociados con la actividad eruptiva del volcán (Fig. 3.14).

La expedición del 26 de febrero de 1864 (previo al paroxismo eruptivo) describen la morfología de los cráteres, pero desgraciadamente no realizan ningún dibujo.

Las descripciones concuerdan en que con seguridad el cráter ubicado al SW fue el que estuvo activo por lo menos hasta inicios de marzo de 1865, observado y dibujado directamente por Seebach desde el Irazú (Seebach, 1865) y desde su flanco sur (Seebach, 1892), o bien su dibujo de detalle de todos sus cráteres (Fig. 3.15), incluyendo el activo (Seebach, 1865).

Sin embargo, algunos autores concluyen que quizás el cráter Central también estuvo activo y responsable de las erupciones mayores iniciales, así como en su fase terminal (Reagan, 1987; Reagan *et al.*, 2006; Soto, 2012). La justificación de lo anterior, aunque no clara en los documentos consultados, es que: a) Bombas de gran tamaño se presentan al oriente del cráter Central, b) El cráter Central parece tener un anillo de tefras asociadas al último período eruptivo del siglo XIX y c) La presencia de diques (citados en la tabla de análisis químicos de Reagan *et al.*, 2006, pero no descritos en esta publicación ni en su tesis, Reagan, 1987), los cuales al parecer se observaban en las paredes inferior del cráter Central (G. J. Soto, com. verbal, 2018). No obstante, Pittier (1889), Sapper (1902, 1925) y Fernández (1921) visitaron los cráteres del Turrialba entre 1888 y 1921 (22 a 55 años después del paroxismo eruptivo), a lo cual, todos ellos afirman que solo el cráter Occidental o SW fue el que estuvo activo. Como resultado quedó un hoyo cratérico o boca menor de unos 40 m de profundidad, que estaban en comunicación con otro hoyo menor e irregular de hundimiento al sur. Al oeste de estos hoyos crátericos se extendía el fondo pequeño del cráter occidental principal (Fernández, 1921; Sapper, 1925).

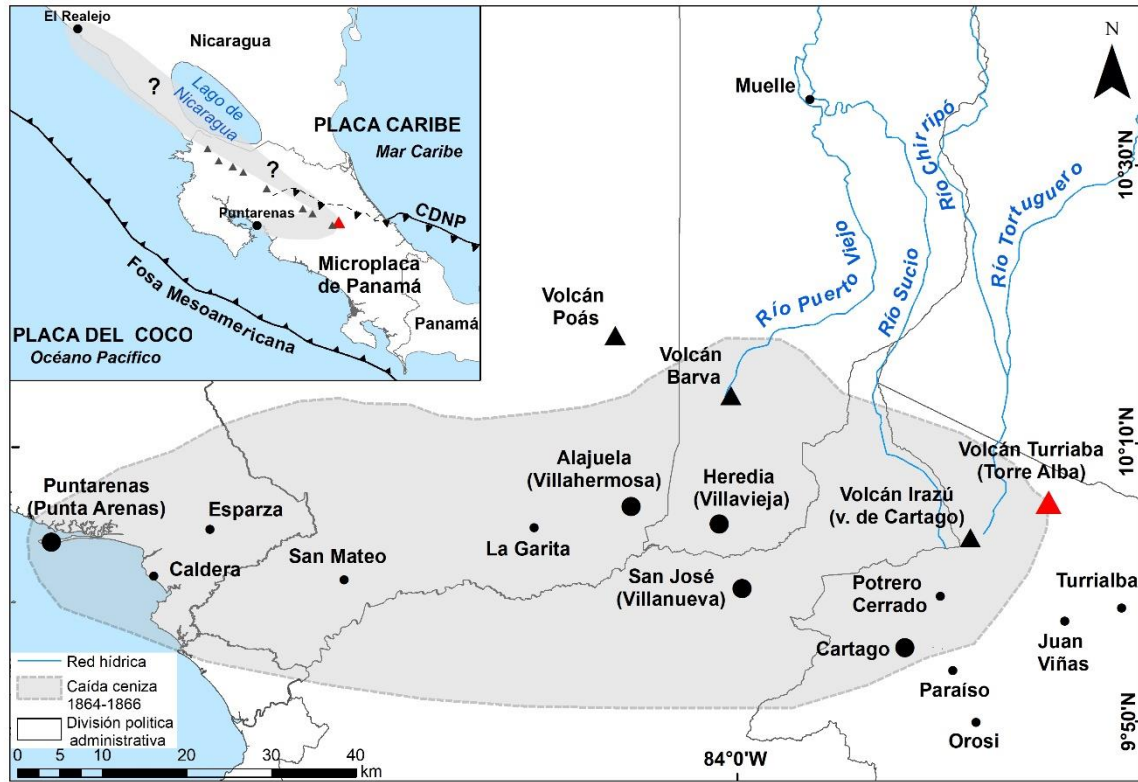


Fig. 3.14: Reconstrucción del área mínima donde cayó ceniza basada en los pocos reportes de caída de ceniza de las erupciones del Turrialba durante 1864-1866 y su contextualización geohistórica en la primera mitad del siglo XIX, según los documentos relevantes que describen algo de la actividad del Turrialba (Alvarado *et al.*, en revisión).

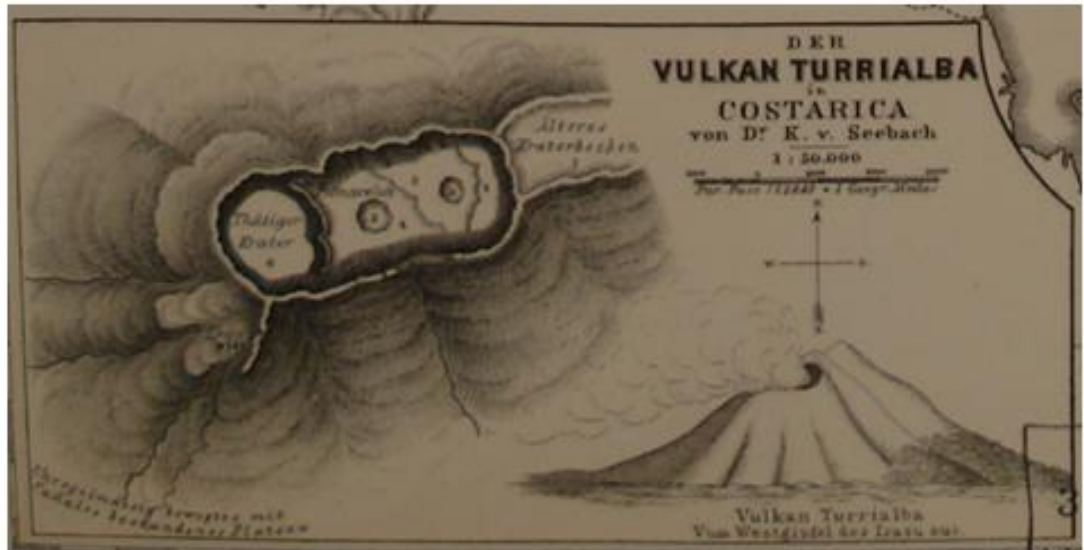


Fig. 3.15: Volcán Turrialba a inicios de marzo de 1865, observado y dibujado directamente por Seebach: A) Visto desde el Irazú y detalle de todos sus cráteres, incluyendo el activo (Seebach, 1865) y B) Desde su flanco sur (Seebach, 1892), posiblemente desde lo que hoy se conoce como hacienda La Fuente, unos 2 km antes de la hacienda La Central desde la Pastora.

Actividad eruptiva menor y secundaria residual 1867-1995

Posterior a la fase eruptiva principal de 1864-1866, la mayoría de los vulcanólogos e historiadores describen al Turrialba sin actividad eruptiva. Sin embargo, al parecer el Turrialba permanecía aún algo activo alrededor de 1873 o inicios de 1874, cuando se describen “pocas nubes de vapor y de humo” y “tenuemente iluminado en la noche” (Gabb, 1874). Igualmente, alrededor de 1881 se reporta con fuerte actividad fumarólica y quizás una que otra erupción, tal y como se desprende de la descripción de George Attwood (Attwood, 1882):

El volcán Turrialba está aún activo; pero su actividad consiste primeramente en emisiones de columnas de vapor con un poco de cenizas. Durante mi visita [finales de 1881?] este aparenta para mí que el volcán está gradualmente alcanzando la pasividad y está siguiendo el ejemplo del Irazú.

Resulta entonces probable que los posibles reportes de actividad entre 1873 y 1881 correspondan con los últimos episodios casuales de cenizas (“humo”), mientras que la mayor parte del tiempo fuera predominantemente exhalativa (columnas de vapor), así como la presencia de incandescencia en el cráter, producto de la actividad eruptiva intracraterica (tal y como se reportó en el primer semestre del 2018), para pasar al final a únicamente actividad fumarólica residual difusa (más no exhalativa), como la descrita posterior a 1881 hasta el 2006.

El 27 de enero de 1888, H. Pittier asciende al volcán Turrialba y describe el cráter NW con dos bocas intracratericas y escape de gases sulfurosos, pero sin mayor actividad (Pittier, 1889). Sapper, igualmente visita los cráteres del Turrialba el 13 de marzo de 1899, a lo que comenta (Sapper, 1902):

El cráter occidental es el más joven y fue el lugar de donde salió la última erupción. Aquí se halla también considerable número de fumarolas, cuyo azufre, separado de otras materias, es recogido por los habitantes de los alrededores del monte. Más pequeñas fumarolas, de las cuales se escapa vapor de agua casi puro, de 75,4 °C., se hallan en el cráter de en medio, mientras que en del este hace largo tiempo que está completamente extinguido.

Similar descripción es aportada por Fernández (1921), quien proporciona un dibujo y una fotografía del cráter más suroccidental con sus dos bocas (I y II) y otra menor ya engullida dentro de otra. En realidad, si se observan dichos dibujos, tal y como ellos lo describen, se desprende de que existía un cráter mayor y complejo, con una terraza volcánica al sur y tres bocas, dos formando la boca II y otra en el fondo del cráter.

En términos generales, a finales del siglo XIX y hasta 1995, el Turrialba mantuvo predominantemente actividad fumarólica en los cráteres Central y SW, en su mayoría de baja temperatura (45-90 °C) y consecuente precipitación de azufre.

Reactivación del Turrialba (1996-2020)

La condición del Turrialba comenzaría a cambiar a partir de marzo de 1996, cuando la actividad fumarólica y sísmica venía registrando altibajos. Entre el 19 de octubre y el 4 de noviembre de 1996 un enjambre de sismos se registró en el Turrialba con profundidades entre 4 y 6 km, concomitante con fumarolas nuevas que aparecen en los cráteres Central y W (Cuadro 3.5).

La actividad siguió en aumento hasta octubre del 2000, seguido por nuevos enjambres de sismos con similar rango de profundidad, que se presentaron en enero, marzo y octubre del 2001. Las fumarolas se caracterizaban hasta mediados del 2001 por la presencia de H₂O, CO₂, H₂S y en menor cantidad HCl, N₂, H₂ y, en mucha menor cantidad, HF, CO y CH₄, con temperaturas por lo general de 88-93 °C, típico de un sistema hidrotermal en un medio volcánico. Sin embargo, el SO₂ fue detectado por los vulcanólogos en el cráter Central por primera vez en noviembre del 2001, fase gaseosa importante dado que suele ser un indicador de fumarolas de alta temperatura y de la desgasificación de un magma, posiblemente en movimiento. Los condensados fumarólicos empezaron a registrar una evolución hacia una mayor acidez (pH descendió de 4 a 0.2) desde finales del año 2000 (Martini *et al.*, 2010). Más de 9000 microtemblores se registraron en el 2001.

En abril del 2002 se formó una fractura de unos 30 m de largo por 4 m de ancho entre los cráteres W y Central con descarga de fluidos a unos 90 °C, que coincidió con un incremento en los fluidos de las fumarolas localizadas en el cráter Central, así como la aparición contemporánea de grietas y fumarolas nuevas en las laderas externas N y S, adyacentes a los cráteres. Para octubre del 2002 se dio un enjambre de temblores y para el 2003 la actividad fumarólica se incrementó nuevamente con la aparición de más fumarolas y fracturas en el terreno, localizadas entre los cráteres Central y SW. La actividad sísmica tuvo por episodios importantes en el 2003, 2005 y 2007, en correspondencia con enjambres de temblores. La emisión de gases ácidos y aerosoles volcánicos causó efectos en los alrededores del volcán, mediante acidificación del medio, así como interferencia en la medición satelital de O₃ a nivel de la estratosfera (Mora, 2001, 2003; Barboza *et al.*, 2003; Martini *et al.*, 2010).

En general, la actividad fumarólica paulatinamente se intensificó desde el 2003, con el incremento en el número de fumarolas, cada vez más intensas, además de la aparición de fracturas en el terreno entre los cráteres Central y SW (Martini *et al.*, 2010; Vaselli *et al.*, 2010). En junio del 2005, paralelo con nuevos enjambres de sismos, la actividad fumarólica (93 °C) cambió dramáticamente con la presencia de fracturas nuevas en la parte interna, al N del cráter SW, a la vez que se propagaban las fumarolas al S de la cima, a lo largo de una falla NE, llamada Ariete. Justo a partir de este año, los isotopos de helio y de carbón mostraron cambios significativos con respecto a años anteriores, indicativo de que algo nuevo estaba sucediendo en profundidad (Hilton *et al.*, 2010; Martini *et al.*, 2010).

Un cambio notable se presenta particularmente entre marzo del 2007 y julio de ese mismo año, que se caracterizó por múltiples enjambres de temblores, fomentando que las fumarolas incrementaran drásticamente su grado de actividad (presión de salida y

temperatura) y su número. La intensa actividad de gases (exhalativa) se había hecho más llamativa y visible a partir de marzo del 2007 y particularmente a partir del 2008. Se le observaba como un penacho y a veces como un velo o cabellera gaseosa de unos 50 km de extensión al W, observable desde varios puntos del Valle Central Oriental, la ciudad de Turrialba y las llanuras de Santa Clara. Por primera vez en más de un siglo, las columnas de vapor y gases (columna de 1-3 km de altura) se observaron de nuevo teniendo por origen el cráter Occidental. A partir de mayo y julio del 2007, la actividad sísmica se incrementó y fluctuó: mostró diferentes patrones de liberación de energía, desde sismos volcanotectónicos (VT), pasando por sismos de periodo largo (LP) y muy largo (VLP), hasta tremor (ruido volcánico) de baja y alta amplitud. Las fumarolas de la falla Ariete aparecen en febrero del 2007 y para noviembre del 2007 estaban enriquecidas en CO₂, seguido de H₂ y N₂, pero en marzo del 2008 aparece el H₂S, HCl y HF. Todo ello indicaba que se tenía una nueva fase (entre finales 2001 y el 2007) en donde el sistema hidrotermal, propio del Turrialba, era influenciado por actividad magmática (Cuadro 3.5).

Entre finales del 2007 y febrero del 2008, se dio un incremento de SO₂ y en la relación SO₂/H₂S, así como fumarolas de temperatura más elevada (282 °C). Para marzo del 2008, un sistema radial de fracturas con fumarolas asociadas en los cráteres Central y W se puso activo con intensa actividad fumarólica. Durante el 2008 continuaron los cambios significativos, pero no drásticos en el Turrialba, tales como sismicidad, así como las emanaciones termales de los flancos que bajaron de temperatura (Martini *et al.*, 2010). En abril del 2009, el campo de fumarolas del cráter Central presentaba temperaturas similares a los últimos veinte años (entre 80 y 93 °C); mientras que el cráter SW presentaba mayor actividad desde los últimos dos años. Se observaron pequeñas coladas de azufre de color naranja de alta viscosidad, que indican temperaturas hasta de 160 °C. Para abril-mayo y finales de octubre de ese año, hubo un nuevo incremento en los sismos tectónicos y el 28 de ese mes se registró un tremor por 5 minutos con una frecuencia anómala (Martini *et al.*, 2010; Vaselli *et al.*, 2010). Este incremento en la actividad fumarólica afectó no solo a la vegetación por la lluvia ácida, sino también a las poblaciones aledañas, quienes se vieron expuestas al dióxido de carbono y dióxido de azufre, por lo que tuvieron un mayor riesgo de presentar síntomas respiratorios, específicamente tos, molestias en la garganta, la nariz y los ojos, además de la aparición de sibilancia (“pitillo” al respirar debido a la inflamación de las paredes de los bronquios) en presencia de un resfrío (Yglesias, 2012).

Todo ello tenía preocupado a la comunidad científica y autoridades, por lo que el 27 de noviembre del 2009, la CNE, el ICE y el SINAC, entre otros, optaron por realizar un simulacro de evacuación volcánica, para situarse mejor en el escenario de impacto y sus consecuencias con respecto al entorno que se debía de manejar. El volcán no se hizo esperar más y les dio la razón, dado que 38 días después del simulacro y a casi 144 años de su última actividad eruptiva relevante, el Turrialba despertó (Alvarado *et al.*, 2016a, b).

Cuadro 3.5: Evolución de la actividad volcánica del Turrialba durante el siglo XX y parte del XXI.

| Proceso volcánico | Siglo XX y XXI | Duración |
|--|--|-----------------|
| Fase de tranquilidad relativa (sistema cerrado) 1888-1995 | Fumarolas de temperatura del punto de ebullición del agua a esa altitud (≤ 93 °C) con salida de gases sulfurados y vapor de agua. Sismicidad de fondo, principalmente tectónica relacionada con las fallas locales. | ≥ 108 años |
| Inquietud preeruptiva hidrotermal (sistema cerrado) Marzo 1996- Medios 2001 | Altibajos en la actividad sísmica somera y fumarólica desde marzo de 1996 hasta mediados del 2001, con la aparición de nuevas fumarolas en noviembre, con geoquímica típica de un sistema hidrotermal. | ~5 años |
| Inquietud preeruptiva Mixta: hidrotermal/magmática (sistema semicerrado) Noviembre 2001-Marzo 2007 | Los gases magmáticos (SO_2) fueron detectados en noviembre del 2001 con un incremento de la sismicidad. En abril del 2002 se forma una fractura en la cúspide y entre el 2002 y el 2007 ocurren varios enjambres de temblores y de sismos de baja frecuencia. En el 2005 los isótopos de helio y carbón cambian. Columna de vapor vista desde la distancia (marzo 2007) con gases típicos de un sistema hidrotermal (H_2S , CO_2 , algo de HCl) con efectos en la vegetación por la lluvia ácida. | ~5.4 años |
| Inquietud preeruptiva magmática (sistema semicerrado) Medios 2007-Diciembre 2009 | Para el 2008 aparece el H_2S , HCl y HF en la falla Ariete y en el agua de lluvia; se dio un incremento en la relación del $\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$ en las fumarolas de la cima con temperaturas elevadas (282 °C). Incremento de la actividad fumarólica, lluvia ácida y sísmica a partir de abril del 2009. | ~2.5 años |
| Primeras erupciones menores y aisladas (sistema abierto) Enero 2010-Setiembre 2014 | Primeras erupciones freatomagmáticas con salida de cenizas y bloques (2010, 2011, 2012, 2013) pobres en componente juvenil (freatovolcanianas) y formación de nuevas bocas cratéricas. | ~4.7 años |
| Actividad eruptiva principal (sistema abierto) Octubre 2014-Octubre 2016 | Erupciones importantes (freatomagmáticas) con columnas de casi 4 km de altura y caída de cenizas en el Valle Central de forma notoria y casual en Cartago. Llamas y fumarolas de alta temperatura con ruidos. Se presentaron lahares pequeños y corrientes de densidad piroclástica diluida. | 2 años |
| Disminución actividad eruptiva (sistema abierto) Noviembre 2016-Noviembre 2019 | Actividad estromboliana casual y freatomagmática. Columna de gases (intensa actividad exhalativa) y en ocasiones incandescencia vista desde la distancia, a veces ruidos, caída casual de ceniza en las cercanías y muy diluida en el Valle Central. Pequeño “lago de lava” entre julio 2017 y quizás hasta mayo 2018. La última erupción comprobada fue el 5 de noviembre. | 3 años |
| Quiétude eruptiva (sistema abierto) Diciembre 2019-Mayo 2020 | Tranquilidade eruptiva con intensidad variable en la actividad exhalativa y sísmica, esta última por lo general baja. La lluvia ácida persistía. | 0.5 años |
| Reactivación eruptiva leve (sistema abierto) Junio/Agosto 2020-? | Erupciones pequeñas de ceniza de poca monta (≤ 500 m sobre el cráter) y poca sismicidad asociada tipo LP, a partir del 17 de junio y hasta por lo menos el 5 de agosto. | ? años |

A inicios del 2010, la actividad sísmica del volcán se mostraba normal, pero el lunes 4 de enero, a partir de las 10:00 a. m., se registró un cambio súbito en las señales y para el 5 se incrementó el número de temblores de larga duración (aproximadamente 4 eventos por hora con una duración de 10 a 20 minutos cada uno), sin presentar señales evidentes de fracturación tectónica, pero sí abundantes eventos sismovolcánicos. Aproximadamente a partir de las 2:00 p. m. de ese mismo día, los temblores comenzaron a ocurrir en forma constante, que culminó con una emisión de cenizas el 5 de enero del 2010 a las 10:57 a. m., seguida por tres explosiones más con intervalos de 10 minutos y dos vigorosos eventos a las 2:29 y 2:45 p. m. La caída de ceniza se mantuvo hasta avanzada la noche, principalmente en las localidades Central, Silvia (ambas llamadas por la población como La Central y La Silvia) y Capellades; ceniza más fina cayó en Tierra Blanca, Llano Grande y leve en Tres Ríos, unos 25 km al SW, e inclusive hasta 40 km de distancia. La emisión de ceniza se mantuvo el 6 de enero del 2010 con un pico en la sismicidad e incandescencia a través de dos bocas intracráticas orientadas N40°W, formadas en la ladera interna del cráter SW u Occidental. Estas bocas se unieron el 8 de enero del 2010, formando una sola boca (bautizada Boca 2010) de 60 m de largo por unos 20 m de ancho, pero que para febrero tenía unos 125 m x 45 m. A partir de enero del 2010, la exhalación de los gases a temperatura alta (300-760 °C) se centralizó allí, por lo que las columnas de gases, más vigorosas y de mayor presión, subían a la atmósfera y eran visibles desde muchos lugares del Valle Central y la zona Caribe, cuya altura dependía de las condiciones atmosféricas (temperatura ambiente, radiación, precipitación, corrientes convectivas, velocidad y dirección de los vientos). Las emisiones menores de ceniza fina, con distribución limitada a la periferia inmediata del volcán, ocurrieron el 12 de junio del 2010 (tarde-noche) y el 13 de julio del 2010 (Soto y Mora, 2013; Duarte, 2014; González *et al.*, 2015; de Moor *et al.*, 2016b).

El 14 de enero del 2011 se registró una nueva emisión de cenizas que fue esparcida por el viento hacia el W. Durante todo el 2011, la columna de gases y vapores alcanzaba alturas de 0.8-1.5 km, mientras las fumarolas poseían temperaturas entre 145 y 700 °C, variables no solo en función de la actividad volcánica, sino en el grado de accesibilidad, dado el peligro inherente y la dirección de los vientos, que transportan ráfagas de gases venenosos e irritantes (Soto y Mora, 2013; Duarte, 2014). El 11 de enero del 2012 se observó una colada de azufre fundido y se registró un aumento en el CO₂ difuso en una grieta donde al día siguiente a las 3:00 p. m., se abrió una nueva apertura llamada Boca 2012, en la parte externa oriental de la Boca 2010, con salida de cenizas y gases a temperaturas de unos 500-800 °C. El primer día la Boca 2012 tenía un tamaño de tan solo 1 m de diámetro y se ensanchó en un día a unos 3-4 m de ancho en sentido E-W y 6 m en N-S, para alcanzar después unos 10 x 15 m y para el 18 de enero tenía 15 x 25 m. La temperatura de las plumas de los gases emitidos en las 3 bocas era, en ese momento: Boca 2010 (unos 600 °C), Boca 2011 (entre 580 y 620 °C) y Boca 2012 (entre 750 y 805 °C). En esta ocasión se presentó un temblor continuo de mediana amplitud, que posiblemente estuvo relacionado con la emisión vigorosa de gases y ceniza desde la nueva boca. A finales de marzo del 2012, las temperaturas de las bocas, en la pared oriental del cráter Occidental, eran similares a las de enero de ese año, unos 718 °C. El 4 de mayo del 2012, una emisión menor acumuló unos pocos milímetros de ceniza en el flanco W (González *et al.*, 2015; de Moor *et al.*, 2016b; <http://www.rsn.geologia.ucr.ac.cr/>).

La actividad de enero abrió una nueva boca, llamada Boca 2011 (1 x 2 m). El PNV Turrialba se reabrió a los visitantes en julio del 2011 mediante un ascenso controlado, sin

embargo, este se cerró nuevamente el 12 de enero del 2012 después que un grupo de turistas presenciaron la erupción en el mirador principal.

La Boca 2010 creció notablemente entre enero del 2010 y enero del 2013. A partir del 18 de abril del 2013, se incrementó la sismicidad y el 21 de mayo del 2013, de las 8:30 a las 9:15 a. m., las bocas cratéricas del 2010 y 2012 (separadas unos 300 m) empezaron a expeler simultáneamente cenizas y gases, que llegaron hasta Capellades, Santa Rosa de Oreamuno, Siquirres, Cartago y Guadalupe de Goicoechea. Las trazas de cenizas se detectaron hasta unos 50 km hacia el oeste del volcán. El 4 de junio del 2013 se presentó otro evento similar, con caída de cenizas, pero en este caso no fue debido a una explosión, sino al colapso parcial de la pared norte de la boca 2010. La temperatura de las fumarolas alcanzó un rango de 750-800 °C. En julio, la actividad sísmica mostró un incremento, pero la temperatura de las bocas comenzó a bajar a tan solo 200 °C, según mediciones del 7 de agosto. El 13 de setiembre a las 12:28 p. m. se escuchó un retumbo seguido de una salida de gases y caída de cenizas. Para entonces, las bocas presentaron temperaturas entre 400 y 800 °C. Para el 2014, las Bocas 2010 y 2012 se mantuvieron relativamente activas con temperaturas inferiores a los 600 °C y con incandescencia observable por la noche. Enjambres de temblores casuales y sismos volcánicos representan el patrón general en el 2014.

En total, las emisiones de cenizas del 2010-2013 se presentaron con una frecuencia de 2 a 4 eventos por año, donde al menos una de ellas sobresalió cada año con respecto a las demás, por ser más intensa (Alvarado *et al.*, 2016a; de Moor *et al.*, 2016b). Sin embargo, para finales de octubre del 2014, el comportamiento del Turrialba cambió. Paso de ser un volcán con una a dos erupciones por año, que en su mayoría pasaban desapercibidas a un volcán con erupciones relativamente importantes y que comenzaron a provocar malestar y preocupación. La noche del 29 y amanecer del 30 de octubre, un nuevo periodo eruptivo se dio en el volcán Turrialba con caída de ceniza y eyección de bloques. Después de un año y medio de sismicidad baja y poca desgasificación, la actividad se reanudó con una fuerte erupción el 29 de octubre de 2014, 11:35 p. m., que destruyó la mayor parte de la pared oriental del cráter Occidental (Fig. 3.16). Dicho evento fue precedido por un incremento en la sismicidad y desgasificación, seguido por 3 días de emisiones de ceniza frecuentes. La emisión más fuerte (desde el punto de vista energético), fue la del 29 de octubre del 2014, pero por las condiciones climáticas, no se logró observar. La actividad continuó y fue la erupción del 1.º de noviembre la que se logró observar, la cual alcanzó una altura de unos 2.5 km sobre el nivel del cráter y en las fotografías se vislumbraron dos bocas o focos activos simultáneamente dentro del cráter Occidental. Los bloques volcánicos (de ~0.5 m de diámetro) fueron lanzados a unos 750 m desde el cráter, uno de ellos impactando el puesto de guardaparques, el cual traspasó el techo, el cielo raso y el piso de madera. De estas dos bocas, la más austral, emitía mayor cantidad de gas que la más nórdica.

La parte interna del cráter SW, pasó de un diámetro general de unos 100 m (93 x 115 x 125 m) en febrero del 2014 a alcanzar una dimensión de unos 185 m de diámetro (175 m x 212 m) en diciembre del 2014 (Fig. 3.17). Pequeñas emisiones de ceniza se registraron el 7 y del 13 al 15 de noviembre y otras el 8-9 y 12 de diciembre del 2014, para entrar en una calma temporal hasta el 8 y 11 de marzo del 2015, con un reporte aislado de ceniza el 18 de enero (Fig. 3.18).



Fig. 3.16: Erupción del 1.º de noviembre del 2014 (cortesía José Adrián Alvarado) y abajo, bloque balístico lanzado días atrás, a unos 750 m del cráter, durante la erupción del 29 de octubre del 2014.

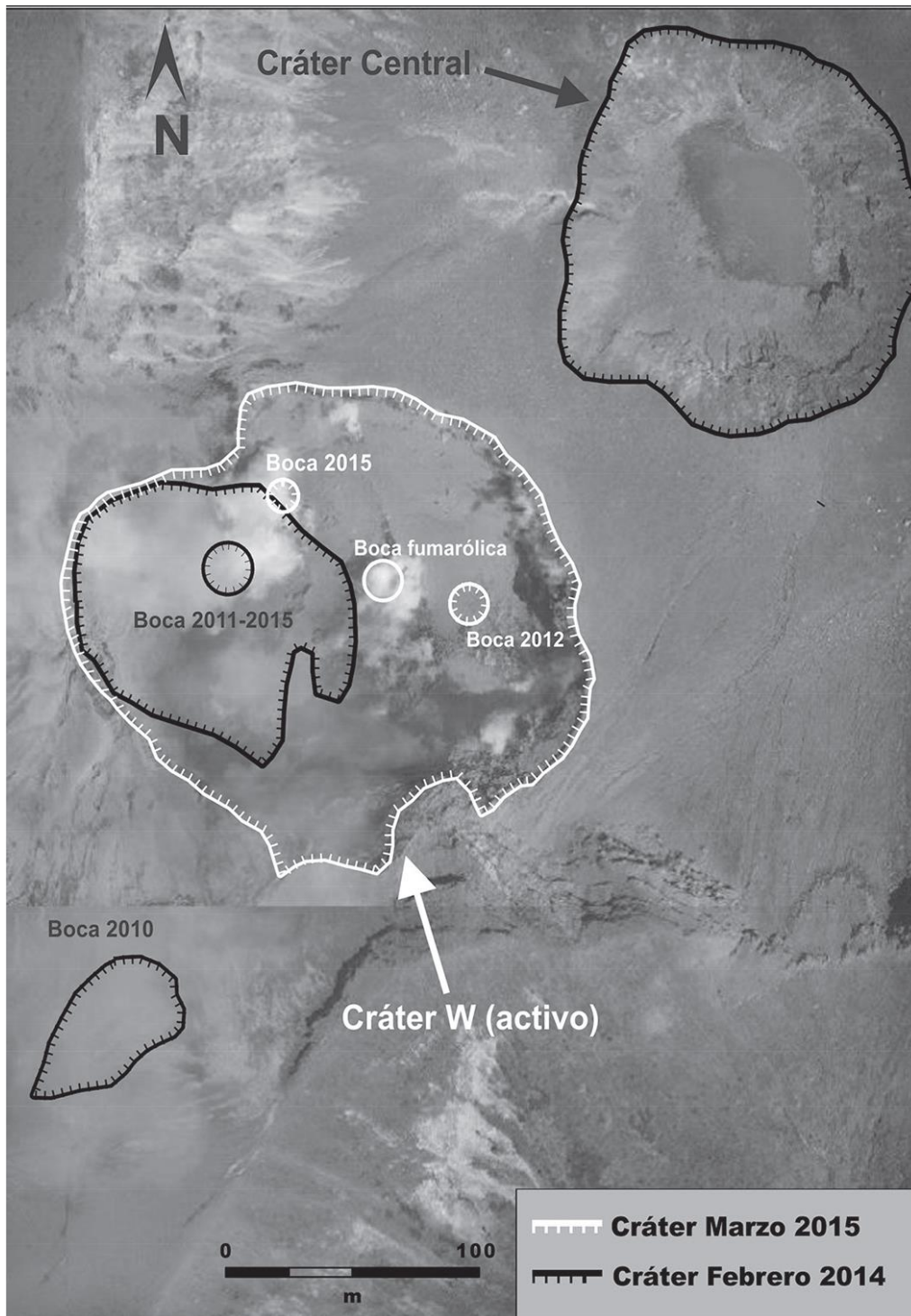


Fig. 3.17: Imagen satelital (satélite World View II, marzo 2015) donde se puede observar la evolución de los cráteres y bocas intracratericas. Se visualiza como el cráter Activo (Occidental) creció significativamente en diámetro y profundidad (Alvarado *et al.*, 2016a).

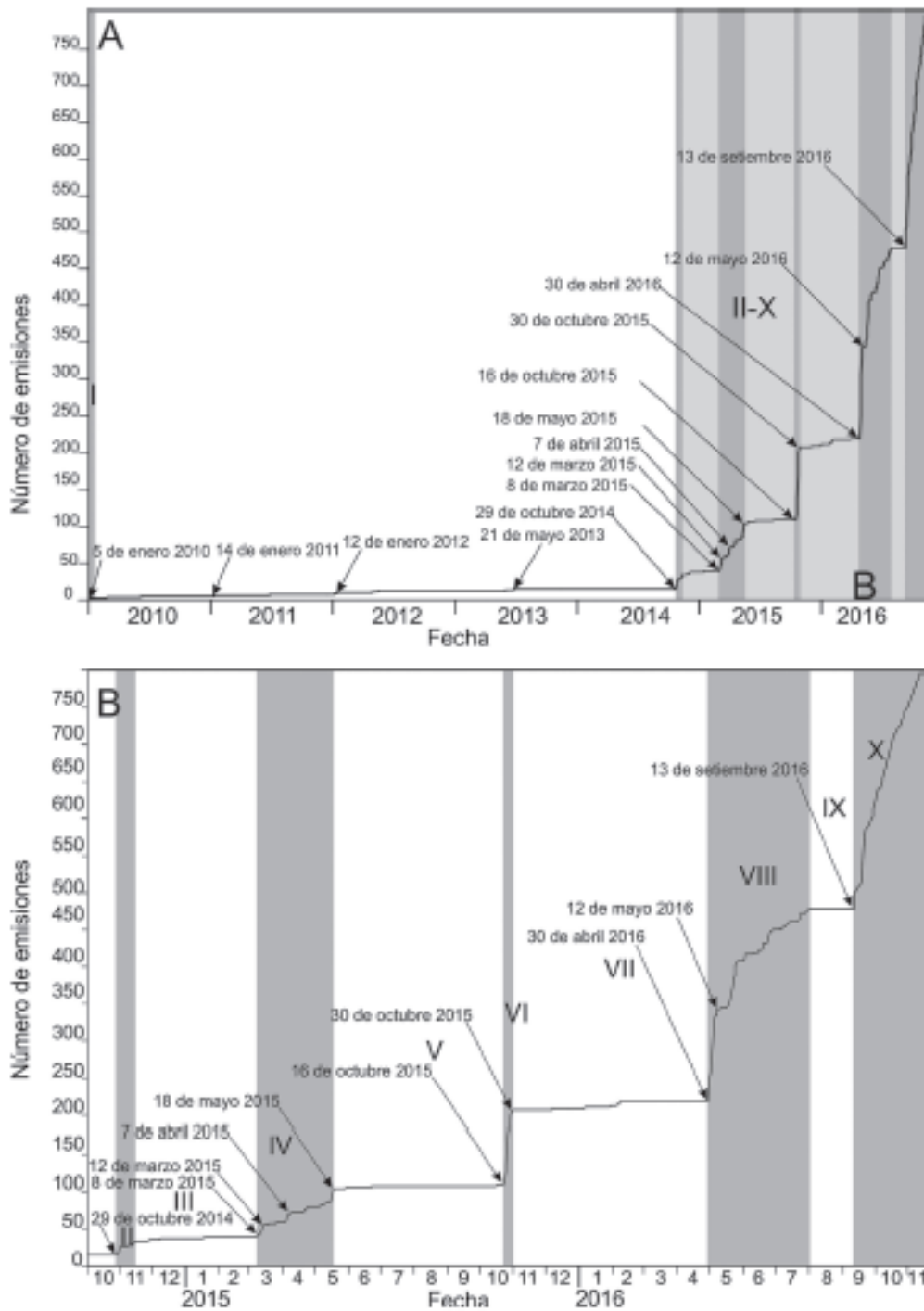


Fig. 3.18: Diagrama acumulativo de los eventos principales de salida de ceniza (tono gris) del Turrialba del 5 de enero del 2010 al 22 de noviembre del 2016 (dibujo superior A). En el extremo inferior derecho de dicha figura A, se marca como recuadro B, lo que se expande con detalle de la figura inferior (B), que corresponde con el diagrama acumulativo de la actividad de cenizas del 1.º de octubre al 22 de noviembre del 2016 (Alvarado *et al.*, 2016a).

Esta fase de 3 meses de tranquilidad relativa en las emisiones de cenizas, sismicidad baja, pero con una tasa de desgasificación vigorosa, fue seguido por eventos explosivos relevantes el 8 de marzo de 2015. A partir de ese día se registraron emisiones de ceniza intermitentes hasta al 18 de mayo, con las explosiones más fuertes el 12 de marzo y el 7 de abril del 2015; sin embargo, no fueron tan enérgicas como la explosión del 29 de octubre del 2014. La del 12 de marzo del 2015 fue la más notoria explosión de ese año (2.5 km de altura), cuando no solo la ceniza comenzó a caer de día en la Gran Área Metropolitana, sino que motivo el cierre del tránsito aéreo del aeropuerto internacional Juan Santamaría. En los meses de marzo y abril la actividad sísmica permaneció con altibajos y la actividad eruptiva mantuvo emisiones de ceniza frecuentes de magnitud pequeña (VEI: 0-1). A partir del 18 de mayo del 2015, la actividad de cenizas se calmó significativamente hasta la madrugada del 15 de agosto (1:46 a. m.), cuando se reportó de nuevo la emisión de ceniza, pero a partir de ahí la actividad sísmica y emisiones de cenizas decayó. Un nuevo ciclo dio inicio el 16 de octubre (5:49 a. m.), con emisiones de cenizas de 1 km de altura o menos, con tremor asociado, pero sin explosiones acompañantes, periodo que se extiende hasta el 27 de octubre del 2015 (3:00 p. m.). El mes de octubre fue el mes con más erupciones del 2015, seguido por mayo de ese año. Desde ese entonces hasta finales del 2015, la actividad sísmica fue baja, mientras que la desgasificación fue relativamente fuerte. Emisiones pequeñas de ceniza se presentaron el 1 y 7 de diciembre del 2015 (Fig. 3.18).

Otras emisiones de ceniza menores se presentaron el 3, 6-8 y 30 de enero y el 2, 6-8 de febrero y 30 de abril del 2016. Un periodo eruptivo relativamente relevante se presentó entre el 30 de abril y el 27 de mayo del 2016, con una tasa promedio entre 3 erupciones por hora hasta fases eruptivas casi continuas, que afectaron los cultivos, la ganadería, el suministro de fluido eléctrico y de agua potable en el flanco sur del volcán. Las nubes de cenizas alcanzaron entre 200 y 3500 m de altura sobre el cráter activo y afectaron los flancos S y SE del Turrialba, así como el Valle Central. Destacan las erupciones del 12 (01:19 a. m.), 18 (11:04 a. m.), 20 (7:20 a. m.) y 24 de mayo. Varias corrientes de densidad piroclástica diluidas ocurrieron, sobresaliendo las del 12 y 20 de mayo (07:20 a. m.). Una calma relativa se presentó a partir de las 2:00 a. m. del 27 de mayo del 2016. La actividad fue particularmente activa en setiembre, con emisiones de ceniza esporádicas y bastante pasivas desde el 12 de setiembre, pero se incrementó a partir del 17 y sobresalieron las erupciones del 19 de ese mes con alturas sobre el nivel del cráter de 4 km, por lo que cayó abundante ceniza por la tarde en Valle Central. Las primeras bombas volcánicas escoriáceas y del tipo corteza de pan en abundancia se hallaron el 1.º de noviembre del 2016 por personeros del OVSICORI-UNA, lo que indica que se originaron por actividad estromboliana a finales de octubre y continuaron siendo abundantes particularmente a inicios del 2017 (Alvarado *et al.*, 2016a, b).

Todo lo anterior refleja un cambio de fases predominantemente freatomagmáticas a fases estrombolianas, que alternarían con las freatomagmáticas, indicativo de un sistema de interacción agua/magma variable a lo largo del tiempo.

Para febrero del 2017, el volcán comenzó a presentar un ruido particularmente fuerte, similar al de una turbina o caldera hirviente, audible a más de 2 km de distancia con erupciones pequeñas. La actividad eruptiva entró en una calma relativa durante las primeras semanas de marzo de ese año, pero nuevamente retornó a la emisión de cenizas entre el 26 y el 30 de ese mes. Abril fue un mes relativamente calmado, puesto que, desde el 22 de abril hasta el 26 de mayo del 2017 por la mañana, se mantuvo en calma. A partir de las 2:00 p. m. del 26 de mayo y hasta finales de ese mes, el Turrialba retornó a algunas erupciones pequeñas que no superan los 300-500 m sobre el cráter activo, con lanzamiento de bloques balísticos. Su frecuencia eruptiva varió cada 7-10 minutos hasta unas 3-4 erupciones por hora, que persistieron con altibajos hasta agosto del 2017, incluyendo la desgasificación de gases y aerosoles en forma cuasi continua y pasiva. La incandescencia se observaba aun en agosto del 2017.

Una nueva actividad freatomagmática relevante se presentó en setiembre del 2017, particularmente la mañana del 26 de setiembre y se extendió por lo menos hasta el 1.º de octubre con columnas de ceniza de unos 500 m hasta casi 2 km de altura (el día 30 setiembre) que se dirigieron al W. Sin embargo, durante la actividad persistente del 2 y 3 octubre, las cenizas se dirigieron principalmente hacia el punto culminante del volcán (cerro Porfía) y hacia los Bajos de Bonilla o del Volcán, aunque para el 3 llegó a afectar a varios poblados y fincas en las vecindades de Santa Cruz. Durante todo octubre del 2017, el Turrialba mantuvo una desgasificación permanente y casuales emisiones pasivas de ceniza, como por ejemplo el pulso del 9 de octubre a las 10:36 a. m. o las del 30 de ese mes (10:30, 11:05 a.m. y 14:45 p. m.) con alturas de entre 200 y 500 m. Durante la mañana del 5 de noviembre del 2017, hubo varias exhalaciones de gases con cantidades pequeñas de cenizas, que igualmente fueron detectadas como un pulso leve en la noche del 9 de ese mes y algo más intensas entre las 8:30 y 9:00 a. m. del 13 de noviembre, según lo informaron los vulcanólogos del OVSICORI-UNA. Según los reportes diarios del OVSICORI-UNA y algunas observaciones del primer autor, la actividad se volvió a presentar el 1.º, seguido por el día 13 (1:30 p. m.) y el 18 de diciembre (11:33 a. m.) del 2017, para entrar en una pausa engañosa en lo que restaba del año, con incandescencia particularmente entre el 21 y el 24 de diciembre del 2017.

La actividad se reanudó en enero del 2018, en forma leve con erupciones de ceniza el 2-5, 7-9 (el 10 con incandescencia), 11 (10:35 a. m.), 12, 15, 21-23, 26 (11:01 a. m. y 2:27 p. m.), 28 y 30 de enero del 2018, continuando de modo leve pero casi persistente, del 2 al 18 de febrero (particularmente del 6 al 14). El Valle Central fue nuevamente cubierto por un leve velo de cenizas, pero particularmente, los pobladores de Coronado fueron los más afectados, declarándose alerta amarilla; se presentaron cuadros de alergias. A partir del 19 hasta por lo menos el 26 de febrero, la actividad fue exclusivamente exhalativa. En marzo, el Turrialba estuvo activo el día 2 y del 6 al 15 con altibajos (el 7 muy activo con lance de bombas por actividad estromboliana). Del 16 al 22 de marzo entró en una pausa eruptiva (ausencia de cenizas), para entrar nuevamente con erupciones casuales del 23 de marzo al 9 de abril, con altibajos (muy activo del 1 al 3, pero sin cenizas el día 4). Los lagos cratéricos intermitentes, de los cráteres Oriental y Central, estaban secos para el 12 de abril del 2018, aunque con el inicio de las lluvias, se formaron de nuevo. A partir del 10 de abril hasta el 12 de mayo del 2018, la actividad fue predominantemente exhalativa (tanto en el cráter activo como en el cráter del 2010), con excepción un reporte de ceniza el 26 de abril y una notoria incandescencia el 1.º de mayo. Del 17 al 28 de mayo del 2018 presentó de nuevo

incandescencia y erupciones esporádicas, las mayores con alturas de unos 500 m. Del 29 de mayo hasta mediados de julio del 2018, no se presentaron erupciones, solo incandescencia y salida de gases azulados (Campos y Alvarado, 2018). Las erupciones reaparecieron el 18 de julio y se mantuvieron por el resto del año como erupciones pequeñas y discontinuas con alturas entre 200 y 500 m, sobresaliendo la caída de cenizas en el Valle Central los días 6 y 14 de noviembre del 2018 (Fig. 3.19 y 3.20).

Las estimaciones preliminares del volumen total combinado de piroclastos emitidos sugieren, por diferentes técnicas, que entre el 2010 y el 2018 la cantidad de cenizas fue de $8.5 \pm 0.5 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Campos y Alvarado, 2018) a $10\text{-}14.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Jiménez y Avard, 2018), con un rango muy variable de material juvenil de entre 1 % para las primeras erupciones hasta un 45 % para las últimas, para un volumen de entre 0.75 y $6.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Jiménez y Avard, 2018). Jiménez y Avard (2018) se inclinan por un volumen total de $14.6 \times 10^6 \text{ m}^3$, del cual $6.6 \times 10^6 \text{ m}^3$ corresponde con material juvenil, muy reducido comparado con erupciones previas. Muller (2018) concluye que la cámara magmática actual está ubicada a unos 10 km bajo el nivel del mar, justo debajo del Irazú (aproximadamente bajo el cono Piroclástico al oriente del cráter Principal del Irazú), cuyo volumen ha de ser de al menos un orden de magnitud mayor ($\sim 16 \times 10^6 \text{ m}^3$) que el emitido en forma de cenizas. Para que el lector tenga una noción, esto sería el volumen de un cubo de 250 m de lado o una esfera de 312 m de diámetro. Se ha de tener claro que parte de este volumen de material eruptado corresponde al colapso y erosión eruptiva con el agrandamiento y profundización del cráter Activo, particularmente a partir de sus erupciones a finales de octubre e inicios de noviembre del 2014 y su posterior relleno por sus propios productos eruptivos y de deslizamientos intracratericos. El Cuadro 3.6 muestra parte de estos cambios junto con la figura ilustrativa adjunta (Fig. 3.21). Como dato sorprendente, en junio del 2017, el piso del cráter Activo se encontraba a una altitud más baja que el puesto de guardaparques.

Otra particularidad es que para inicios de julio del 2017 se evidenció la existencia de una actividad estromboliana, asociada con un pequeño “lago de lava” de unos 50 m de diámetro en el fondo del cráter activo (Ruiz *et al.*, 2017), condición que persistía hasta por lo menos mayo del 2018, aunque no tan espectacular como la del 11 de abril del 2018 (G. Avard, com, escrito 2018; Fig. 3.22), con incandescencia visible en ciertas noches hasta el primer semestre del 2018 (p. ej., agosto del 2017; enero-mayo del 2018).

Cuadro 3.6: Variaciones en la profundidad del cráter Activo (información suministrada por Cyril Muller).

| Fecha | Piso cráter (m s.n.m.) | Borde más bajo (m s.n.m.) | Borde más alto (m s.n.m.) | Profundidad mínima (m)* | Profundidad Máxima (m)** |
|------------|------------------------|---------------------------|---------------------------|-------------------------|--------------------------|
| 31/03/2016 | 3100 | 3174 | 3312 | 75 | 212 |
| 03/2016*** | | 3173 | | 230 | |
| 23/03/2017 | 2996 | 3176 | 3315 | 180 | 319 |
| 09/11/2018 | ? | 3175 | ? | ? | ? |
| 15/02/2019 | 2960 | 3175 | 3315 | 215 | 355 |
| 05/02/2020 | 3024 | 3174 | 3316 | 150 | 292 |

*La profundidad mínima es desde el borde oriental del cráter Activo hasta el fondo del cráter.

**La profundidad máxima es desde el borde nórdico del cráter Activo hasta el fondo del cráter.

***Basado en Ruiz *et al.* (2017)

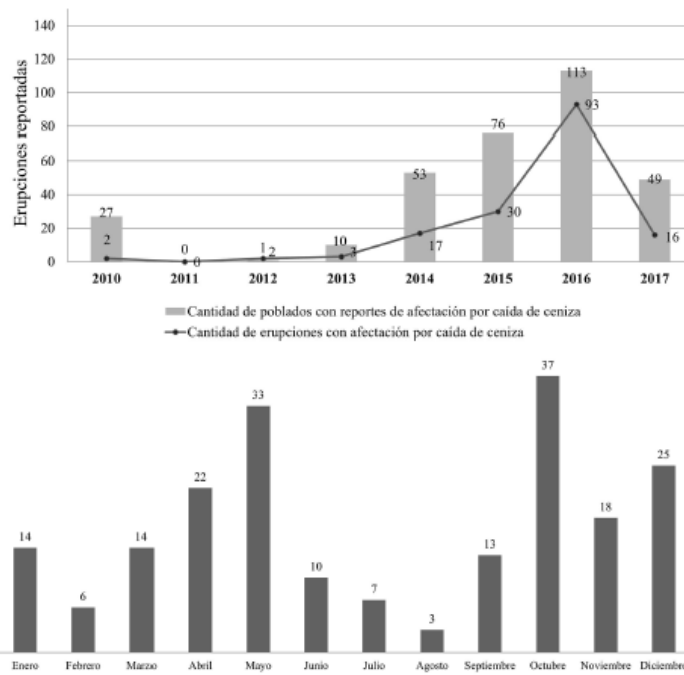
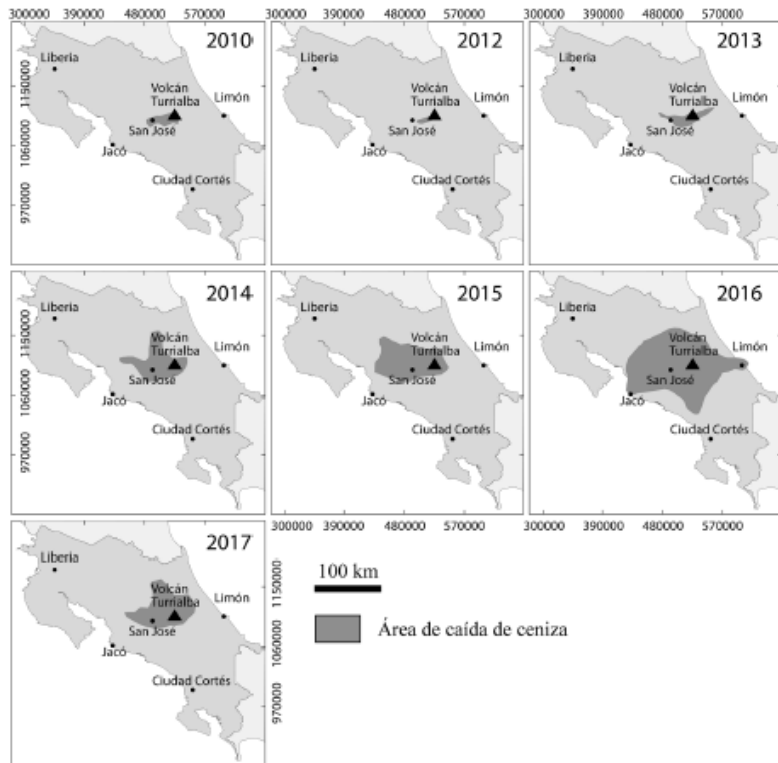


Fig. 3.19: Distribución espacial y temporal de la ceniza para el período 2010-2017 (Campos y Alvarado, 2018).

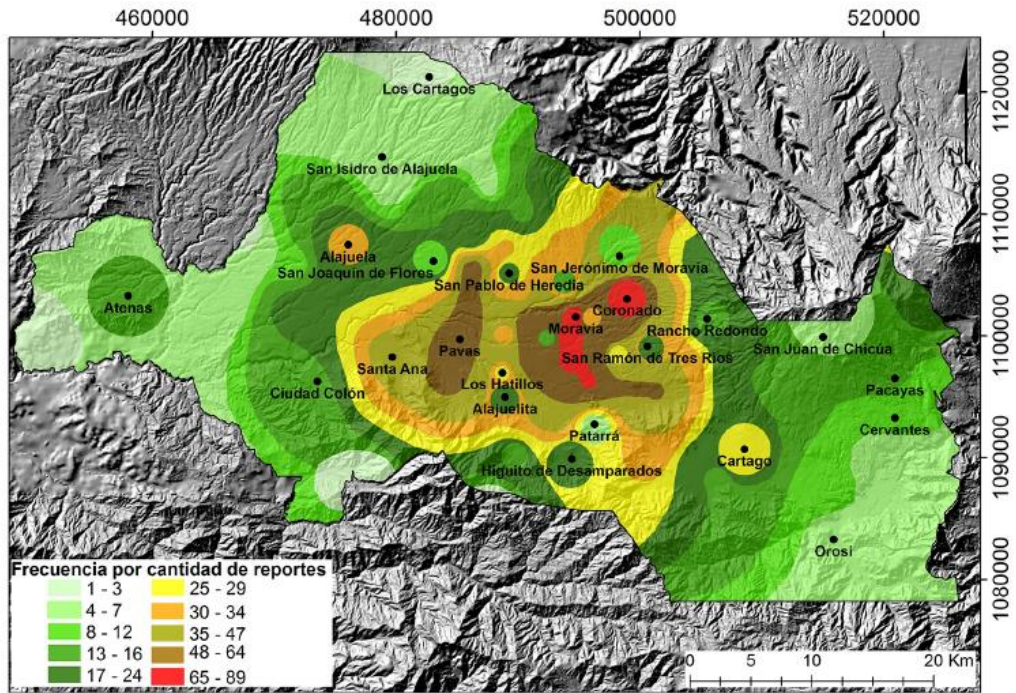
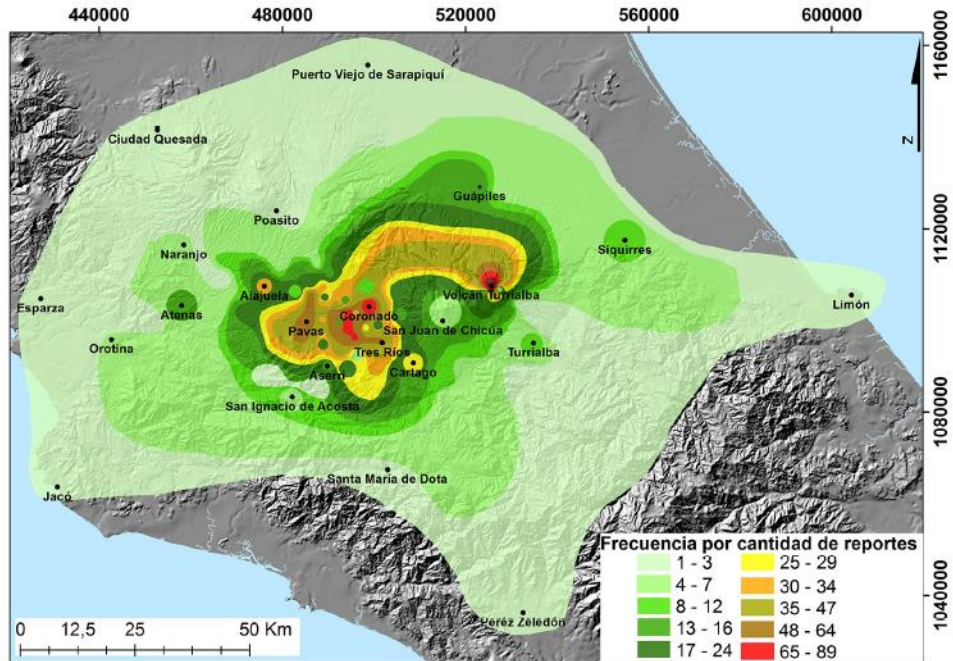
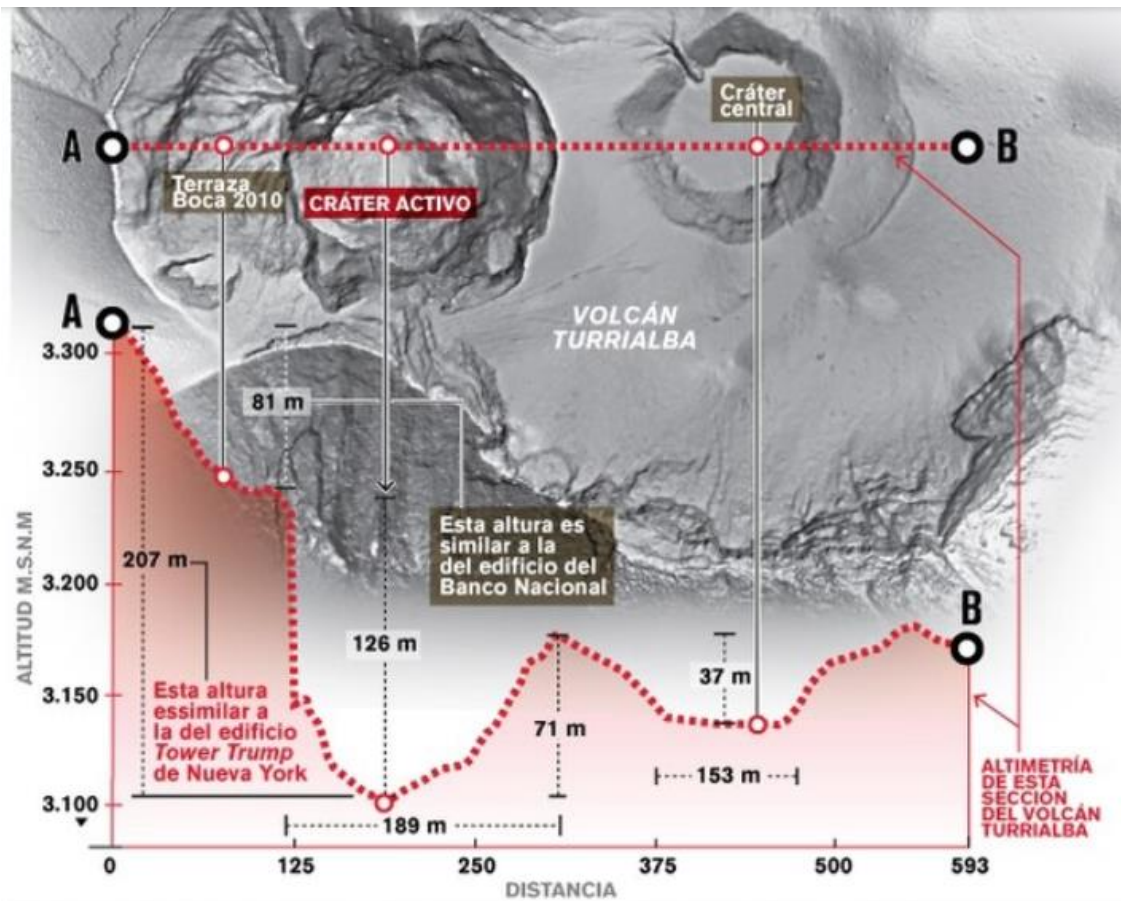


Fig. 3.20: Mapa de isofrecuencia por caída de ceniza según los reportes por poblados, período 2010-2017 (Campos y Alvarado, 2018).



FUENTE: MODELO DIGITAL DE ELEVACIÓN, ELABORADO POR LANAMME Y PABLO RUIZ, GEÓLOGO DEL LANAMME. ESTEBAN ESQUIVEL Y MICHELLE SOTO / LA NACIÓN

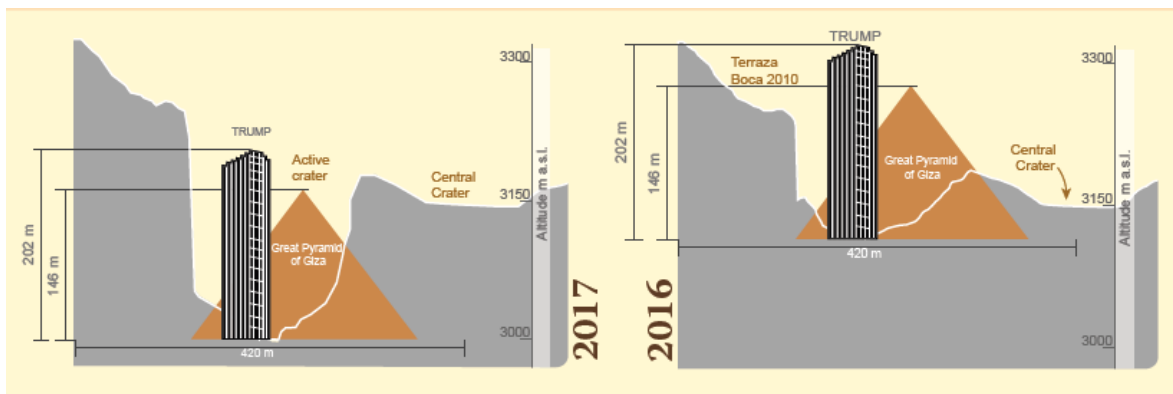


Fig. 3.21: Esquema de la profundización del cráter Activo del Turrialba y su comparación con grandes obras ingenieriles (*La Nación*, 7/IV/2017; Ruiz *et al.*, 2017).



Fig. 3.22: Poza de lava en el cráter Activo del Turrialba el 11 de abril del 2018 (Cortesía Geoffroy Avar).

En el 2019 el número de días al mes con salida de ceniza decreció notoriamente: 23 (enero), 16 (febrero, Fig. 3.23), 13 (marzo), 4 (abril), 3 (mayo) hasta tan solo 1 (junio) muy diluida, 1 (28 de julio) y 0 (agosto-octubre) y una, la última del año, el 5 de noviembre. Por lo general fueron pequeñas, entre 100 y 500 m de altura sobre el cráter y muy diluidas (muy poca ceniza), en ocasiones con incandescencia. Algo de ceniza cayó en el Valle Central el 3 y 19 de enero y en Tapojo y Calle Vargas el 21 de febrero 2019. A partir del 6 de noviembre del 2019 hasta mediados de junio del 2020, solo se registró sismicidad baja y salida de vapor (actividad exhalativa).

Pero a partir del 17 de junio y casi en forma diaria o día por medio, se comenzaron a registrar erupciones pequeñas (unos 100 m sobre el cráter) con ocasional balística acompañada (p. ej., madrugada del 29 de junio) con salida de cenizas hasta por lo menos el agosto del 2020. La sismicidad es muy baja y el edificio presentó más bien una deflación, según lo reportan los personeros del OVSICORI-UNA.

En términos generales, la evolución reciente (1980-2020) de la actividad del Turrialba se puede resumir de la siguiente manera (Martini *et al.*, 2010; Hilton *et al.*, 2010; Vaselli *et al.*, 2010; Campion *et al.*, 2012; Conde *et al.*, 2014; Alvarado *et al.*, 2016a, b; de Moor *et al.*, 2016b; Rizzo *et al.*, 2016; Stix y de Moor, 2018):

- a) Presencia de un estadio hidrotermal por lo menos desde 1980 hasta mediados del 2001, caracterizado por la presencia de fumarolas ricas en vapor de agua, CO₂, H₂S y en menor cantidades HCl y HF. Una crisis sísmica se presentó en 1996, año en que se puede considerar que comenzó el paulatino despertar del Turrialba.
- b) Cambio hacia un estadio mixto (hidrotermal/magmático) entre noviembre del 2001 y principios del 2007, con la aparición de SO₂ y un incremento importante de los gases ácidos halogenados, HCl y HF, además de un cambio pequeño en los isotopos de helio y carbono.
- c) Cambio a un estadio exhalativo con predominancia de gases magmáticos, presente desde mediados del 2007 al 2008, cuando bajó el contenido de agua y CO₂ y subió el SO₂, el H₂S, el HCl y el HF, que se mantuvo presente hasta principios del 2010. Se dio un incremento significativo SO₂/H₂S >100 y temperaturas mayores a los 300 °C. El equilibrio gaseoso del sistema CO₂-CH₄-H₂ (dióxido de carbono-metano-hidrógeno), sugiere que los fluidos desde la cámara magmática profunda tuvieron una evolución progresiva de hacia condiciones de mayor temperatura y, por ende, más oxidantes. A partir del 2009 se observó un incremento anómalo del flujo de SO₂.
- d) Aparición de fases explosivas vulcanianas (freatomagmáticas y freatovulcanianas) muy ricas en líticos preexistentes, que principalmente en los meses de enero del 2010, 2011 y 2012, abriendo bocas cratéricas menores, así como mayo-junio del 2013 y en forma casi permanente a partir de agosto-noviembre 2014, marzo 2015, abril-junio y setiembre-noviembre 2016,

profundizando los cráteres con proyección de cenizas y bloques, así como la presencia de fumarolas de temperatura alta.

- e) A partir de noviembre del 2016 y particularmente a inicios del 2017, las bombas y bloques juveniles fueron particularmente abundantes, indicadores de fases estrombolianas debidamente comprobadas. Sin embargo, la actividad freatomagmática también se manifestó, por ejemplo, a finales de setiembre e inicios de octubre del 2017 y de tipo estromboliana a inicios del 2018.
- f) Desde finales del 2019 (una de las últimas fue el 28 de octubre y el 5 de noviembre) hasta gran parte del primer semestre del 2020, el volcán no volvió a manifestar por más de 7 meses ninguna salida de cenizas ni incandescencia, solo fumarolas, sismicidad de fondo del tipo sismo de largo período (LP) y en ocasiones una intensa actividad exhalativa, muchas veces en forma coincidente con las lluvias fuertes.
- g) A partir del 17 de junio del 2020 y casi en forma diaria, se comenzaron a registrar erupciones pequeñas con salida de cenizas (unos 100 m sobre el cráter) y proyección balística ocasional (p. ej., madrugada del 29 de junio), que se registraron hasta por lo menos el 5 de agosto del 2020. El nivel de actividad sísmica se ha mantenido desde ese entonces muy bajo y el edificio ha presentado más bien deflación, según lo reportan los personeros del OVSICORI-UNA.
- h) Por más de 10 años el volcán se ha mantenido activo con altibajos en su grado de explosividad. En general, los vidrios de las cenizas juveniles, es decir que representan al magma reciente y fresco, indican que su composición varía abarcando los límites de los campos andesítico basáltico, andesítico y traquiandesítico, aunque otros vidrios volcánicos presentan un espectro más amplio de variación petroquímica en sus contenidos de sílice y álcalis, producto de la alteración en diversos grados por fluidos volcánicos (tanto magmáticos como hidrotermales en diferentes proporciones) enriquecidos en F, H₂S, SO₂ y CO₂.



Fig. 3.23: Erupción del Turrialba en el 2019 (15 de febrero del 2019; cortesía Adrián Alvarado). En lo que restó del 2019 y a partir de junio-julio del 2020, ocurrieron otras más, pero no tan espectaculares, por ser pequeñas y no afectaron a la región.

4. PELIGRO VOLCÁNICO

Las erupciones volcánicas varían ampliamente en tipo, magnitud y duración, en un mismo volcán, durante períodos breves o largos. La frecuencia de las erupciones también varía desde una actividad eruptiva periódica por decenas de años e incluso miles de años, pero con picos en erupciones importantes (como el caso de los volcanes Poás y Rincón de la Vieja), hasta volcanes con varias décadas y siglos de dormir (caso del Turrialba). Los vulcanólogos han tomado conciencia de que es prácticamente imposible disponer de un calendario con todas las erupciones de un volcán, pese a los intentos compilados en los Cuadros 3.1 y 3.2. No obstante, debe al menos intentarse la identificación de los períodos de actividad que pueden asociarse con ciclos evolutivos del volcán. De hecho, 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.

El carácter de la actividad volcánica determina el tipo de morfología resultante, así como el grado y el alcance del peligro asociado. Al conocer una determinada geoforma (por ejemplo, la morfología de un cono o de una colada), se puede interpretar qué tipo de actividad le dio origen, así como su grado de desarrollo espacial y temporal relativo. Por su parte, si se estudia con detalle los depósitos volcánicos, en particular los productos de explosiones, se puede conocer no solo el tipo y el carácter de la erupción, sino también su evolución y extensión, así como su volumen, energía y edad.

Los primeros estudios publicados sobre los peligros volcánicos del Turrialba fueron realizados a escala 1:50 000 como mapa de campo, pero se publicaron a ~1:350 000 (Paniagua y Soto, 1986 a y b, 1988; Jerez y Cline, 1990; Soto y Paniagua, 1992). Otros trabajos que siguieron, con trabajo de campo y dataciones radiométricas fueron el de Reagan (1987), seguidos por las actualizaciones sinópticas y utilización de programas de cómputo tales como Soto (2012b) y Sjöbohm (2013). A estas publicaciones, informes internos y tesis, se deben de agregar los informes internos realizados por el ICE (Alvarado, 2006; Soto y Alvarado, 2007, 2008) para el entonces proyecto hidroeléctrico Reventazón o el informe CBNDR-RAPCA (2000) enfocado a la cuenca del río Turrialba, el de Rojas (2011) sobre el riesgo del distrito de Santa Cruz o el de Manen (2014) sobre la lluvia ácida. Ruiz *et al.* (2015) modela los eventuales lahares que podrían bajar del Turrialba utilizando LaharZ, mientras que el trabajo de Vargas y Alvarado (2017) está direccionado a las líneas de transmisión y subestaciones eléctricas.

Sin embargo, los estudios de peligro o amenaza volcánica realizados en Costa Rica previos al 2017, en su mayoría poseen un concepto “diferente” de peligrosidad al empleado acá basado en su definición. En dichos estudios se hablaba de una peligrosidad alta o elevada, teniendo en cuenta que, si llegara a ocurrir, claramente su peligro iba a ser elevado, medio o bajo en función de grado de actividad (taza efusiva, volumen emitido, dirección), aunque dicho tipo de peligro tuviese una recurrencia elevada, donde posee cientos o miles de años de no presentarse y, por ende, una probabilidad baja de ocurrir en el corto o mediano plazo. Por ejemplo, se potenciaban todos los cauces de los ríos con el mismo grado de peligrosidad, presentando una zonación en función de su volumen y alcance, pero no en su probabilidad

de ocurrencia, o bien, se hablaba de un peligro elevado, medio y bajo para coladas de lava que poseen decenas de miles de años de no ocurrir en un volcán en particular; también, se incluían a conos secundarios con una peligrosidad elevada, aunque su última actividad fuese hace varias decenas de miles de años. Es decir, no se tomaba o evaluaba el registro geológico y su recurrencia, que, aunque incompleto, podía ayudar a estimar un poco mejor la peligrosidad. Por ello, se trae a la luz la definición de peligrosidad y lo que ello implica, que, aunque la mayoría la conoce, posee un elemento que no se toma adecuadamente en cuenta, el cual es justamente la posibilidad o probabilidad de ocurrencia en un plazo determinado.

Según la Ley n.º 8488, se entiende por amenaza como “el peligro latente representado por la posible ocurrencia de un fenómeno peligroso, de origen natural, tecnológico o provocado por el hombre, capaz de producir efectos adversos en las personas, los bienes, los servicios públicos y el ambiente”.

De manera alterna, la amenaza se puede definir como un acontecimiento, suceso o circunstancia física, proceso natural o actividad humana que, en el caso de haber alcanzado o superado una intensidad específica, puede explicar la pérdida de vida humana, heridas o daños a los bienes sociales, económicos o ambientales (Saborío *et al.*, 2014).

Entonces, se puede definir **amenaza o peligro volcánico** como la probabilidad de que los elementos humanos expuestos en un área determinada (infraestructura, cultivos o vidas humanas), en un intervalo dado, sean afectados por procesos o productos volcánicos, potencialmente dañadores, de una determinada magnitud, alcance y distribución. Dicho con otras palabras, la amenaza está definida por la intensidad **I**, muy relacionada con la magnitud (volumen, duración, alcance, velocidad, etcétera), en función directa de la probabilidad **P** de ocurrencia (probabilidad de aparición) de que un determinado tipo de proceso eruptivo con un alcance y distribución determinado, en un intervalo dado y en un área determinada. Por ello, se recalca, que se debe expresar como la *probabilidad de que ocurra un evento particular en un determinado período de tiempo* y, por lo tanto, debe de cuantificarse en la medida posible de modo numérico (Tilling, 1989; Ortíz, 1996; Saborío *et al.*, 2014).

Con base en lo anterior, se propone las escalas de probabilidad de frecuencia de ocurrencia para definir los niveles de amenaza con base en el conocimiento de un reducido número de datos de erupciones históricas y prehistóricas. Basado en lo descrito anteriormente, se puede establecer una matriz de la Probabilidad x Intensidad versus la Frecuencia, donde se evalúen los rangos o niveles para los mapas de amenazas que se presentarán a continuación (Cuadro 4.1 y 4.2). Para su elaboración se tomó como base una serie de documentos y experiencias (Tilling, 1989; Crandell *et al.*, 1984; Ortiz, 1996; PROYECTO MET-ALARN, 2005; MIAVITA, 2012, Alvarado *et al.*, 2014, entre muchos otros). En particular, se tomó parte de las recomendaciones del documento titulado “Las recomendaciones Técnicas para la Elaboración de Mapas de Amenaza por Erupciones Volcánicas” realizado por PROYECTO MET-ALARN (2005), elaborado en colaboración conjunta MET-ALARN-INETER-COSUDE, que se complementó ampliamente por el trabajo de MIAVITA (2012). El documento se adaptó completamente al contexto del vulcanismo costarricense y se enriqueció con gran cantidad de referencias y ejemplos.

Cuadro 4.1: Determinación de la frecuencia (F) eruptiva y su período de retorno (Pr) para definir los niveles de amenaza.

| Período | Frecuencia | F | Pr | Ejemplos | VEI |
|-----------------|--------------------------------------|----------------|------------------|--|-----|
| Milenario | Muy baja | F ₀ | 5000-10 000 años | Colapsos sectoriales, formación de nuevos conos (Todos) | - |
| Milenario | Muy baja | F ₁ | 1000-5000 años | Subplinianas; ultravulcanianas violentas (Tenorio, Chato, Platanar, Poás, Hule, Barva) | 4-5 |
| Milenario | Baja | F ₂ | 500-1000 años | Plinianas, subplinianas, ultravulcanianas y estrombolianas violentas (Rincón de la Vieja, Arenal, Turrialba, etc.) | 3-5 |
| Centenario | Moderada | F ₃ | 100-500 | Vulcanianas y estrombolianas violentas (Irazú: 1723, 1962-1965; Turrialba: 1864-1866, 2010-2019) | 2-3 |
| Centenario | Alta | F ₄ | 50-100 | Vulcanianas (Rincón de la Vieja, Poás, Irazú) | 0-3 |
| Anual y Decenal | Muy alta | F ₅ | 10-50 años | Poás (1834, 1910, 1953, 2017), Irazú (siglo XX), Rincón de la Vieja (siglo XX y XXI) | 0-3 |
| Anual a Decenal | Muy alta (actividad cuasipermanente) | F ₆ | 1-10 años | Arenal (1968-2010), Rincón de la Vieja (2011-2020), Poás (1900-2019), Turrialba (2010-2020) | 0-3 |

Cuadro 4.2: Matriz de determinación de la peligrosidad volcánica.

| | | | | | | | |
|-------------------|---------------------|----------------|--------------------|----------------|--------------------|----|-----|
| Frecuencia | F0 Muy baja | | AMB | | AMB | | AMB |
| | F1 Muy Baja | | | | | | AB |
| | F2 Baja | | AB | | | AM | |
| | F3 Moderada | | | | AM | | |
| | F4 Alta | | | | | | |
| | F5 Muy alta | | | | | AA | AA |
| | F6 Frecuente | | | | AA | AE | AE |
| | I1 Muy baja | I2 Baja | I3 Moderada | I4 Alta | I5 Muy alta | | |
| Intensidad | | | | | | | |

| | |
|------------------|-----|
| Amenaza extrema | AE |
| Amenaza alta | AA |
| Amenaza media | AM |
| Amenaza baja | AB |
| Amenaza muy baja | AMB |

En el presente trabajo se incluyen tanto algunos mapas de la literatura, valiosos por su grado de detalle, como aquellos realizados en el presente estudio, calibrados con base en reciente información y tomando en cuenta la matriz previamente mencionada. Se espera que dichos mapas sean utilizados en los procesos de planificación y gestión territorial, por lo que estos deben representar el uso que se le puede dar y los daños potenciales a que estaría expuesta una determinada zona, aspecto que se desarrollará en la Discusión.

A continuación, se describirá brevemente los principales tipos de actividad volcánica, en el entendido que un volcán puede presentar distintos estilos eruptivos durante su historia, aún en un mismo período eruptivo. También se hará una síntesis de la actividad eruptiva del volcán Turrialba.

Dado que la mayoría de los lectores suelen no estar familiarizados con la terminología y metodología sobre estudios geovulcanológicos y de riesgo volcánico, en cada apartado se dará una serie de antecedentes y definiciones relacionadas, ejemplificadas con casos relacionados con el área de estudio, con el fin de crear una mejor comprensión del tema.

Seguidamente, se expondrá de forma sinóptica los diferentes tipos de peligros volcánicos en el Turrialba, que se resumen en el Cuadro 4.3.

Cuadro 4.3: Resumen de los principales peligros volcánicos en el Turrialba.

| Peligro | Frecuencia | Tamaño o extensión predominante | Comentarios |
|---|---|--|---|
| Gases volcánicos | Cuasi permanente | <3 km | Principalmente en las cercanías del cráter y hacia el SW |
| Lluvia ácida | Frecuente | ≤20 km | Afecta principalmente a cultivos e infraestructura; disminuye la calidad del agua, suelos y vegetación, así como la salud humana y animal |
| Esmog volcánico (Niebla ácida volcánica, vog) | Poco frecuente | ≤3 km | Afecta a cultivos e infraestructura; disminuye la calidad del agua, suelos y vegetación, así como la salud humana y animal |
| Coladas de lava | Infrecuente | 0.5-4 km; más raras hasta 20 km | Todas prehistóricas |
| Corrientes de densidad piroclástica (oleadas basales) | Frecuente en el graben e intracráteres; menos frecuente las extracráticas | <3.5 km; en casos de actividad paroxísmica importante: 3.5-15 km | La mayoría históricas son vecinas al cráter. Peligro elevado dentro y contiguo al cráter |
| Tefras de caída | Frecuente | 2-20 km | Predominantemente hacia el SW; una subpliniana importante |
| Proyectiles balísticos | Frecuente | <2.5 km | Peligro elevado cerca del cráter |
| Terremotos volcánicos | Muy frecuentes los de poca magnitud (Mw<3); infrecuentes Mw > 5.5 | Mw<3-5.5 | Ningún histórico volcánico que generara daños |
| Deformación cortical y formación de grietas | Rara; grietas anulares en el cráter | Pequeño | Solo en el borde cratérico |
| Formación de nuevos cráteres y conos | Frecuente intracrático; raro en los flancos | Varios tamaños, por lo general pequeños | Ningún cráter o cono satelital en tiempo histórico |
| Avalancha de escombros volcánica y deslizamientos | Ninguna avalancha histórica; frecuentes los deslizamientos pequeños | Los deslizamientos: 0.1-0.3 km; las avalanchas: 3-20 km | Deslizamientos principalmente en la cima. Ninguna avalancha de escombros en <3000 años |
| Lahares | Frecuentes con VEI >2 (sinvolcánicos), pos-eruptivos, temporales y cosísmicos | <20 km | Asociados con las erupciones principales, aunque hasta el momento no han generado daños relevantes o de consideración en tiempo histórico |

Amenazas Volcánicas Directas

Se entiende como amenaza volcánica directa aquella incidencia potencial, relacionada directamente con la actividad volcánica.

Gases volcánicos

El magma contiene gases disueltos, los cuales escapan hacia la atmósfera, tanto durante las erupciones como mientras el magma permanece estacionado contiguo a la superficie. Más del noventa por ciento de todo el gas emitido por los volcanes es vapor de agua, la mayoría de la cual es agua subterránea en ebullición. Los gases volcánicos del Turrialba son principalmente vapor de agua (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), cloruro de hidrógeno (HCl), monóxido de carbono (CO), hidrógeno (H₂), dióxido de azufre (SO₂), sulfuro de hidrógeno (H₂S), fluoruro de hidrógeno (HF), helio (He), nitrógeno (N₂) y metano (CH₄). Se ha estimado que este volcán emite columnas de gases que expulsan a la atmósfera varios cientos de toneladas diarias de SO₂ y cloro (Cl₂), que son las que dan el carácter ácido a las precipitaciones del lugar (Martini *et al.*, 2010; Hilton *et al.*, 2010; Vaselli *et al.*, 2010; Campion *et al.*, 2012; Conde *et al.*, 2014; Moussallam *et al.*, 2014).

Muchos de estos gases en elevadas concentraciones representan un peligro para la salud humana y animal, que incluso pueden provocar la muerte, pero lo normal es que causen problemas como irritación de las vías respiratorias, las mucosas, la piel y los ojos. En general, la prolongada exposición a los gases volcánicos es uno de los factores que produce lo que los médicos denominan estrés oxidativo, lo cual afecta paulatinamente a los seres humanos y animales de diversas maneras, por lo que hay que prestar particular atención a las poblaciones bajo la permanente influencia de la polución volcánica.

Los volcanes también pueden producir un tipo de niebla ácida, tóxica contaminante o esmog volcánico, conocida como *vog* (“v” de material volcánico y “og” proviene de *fog*, que significa niebla en inglés). Muchas veces, el SO₂ junto con el vapor de agua y otros gases ácidos (particularmente el HCl y HF), a veces acompañado de partículas de sulfato y ceniza volcánica con un diámetro aerodinámico menor a 2.5 um, reaccionan con el oxígeno y la humedad del medio en presencia de la luz solar, para producir *vog* mezclado con lluvia ácida, que puede cubrir los flancos de los volcanes con una niebla ácida, azul y espesa, que suele sobrepasar mucho los niveles umbrales permitidos para la calidad del aire. El *vog* puede producir dolores de cabeza, náuseas, garganta irritada, tos, broncoespasmos y sibilancias, ojos llorosos y síntomas parecidos a la gripe con producción de moco. Más gravemente, puede inducir enfermedades obstructivas de las vías respiratorias, particularmente en personas con reactividad previa conocida (p. ej., asma, bronquitis, bronquiectasias, enfermedad pulmonar crónica), y enfermedades cardiovasculares. Puede ser particularmente peligrosa en edades extremas (infantes lactantes y ancianos) o embarazos (ATS, 2018). El *vog* se ha observado frecuentemente en el volcán Turrialba en su flanco SW.

Las partículas mayores a 10 um generalmente se filtran en la nariz (hasta en un 98 %) y en la garganta, por lo que causan problemas como irritación en las vías respiratorias

superiores. El tamaño del material particulado o aerosol (partículas finas líquidas y sólidas suspendidas en el aire), de diferentes diámetros aerodinámicos menores de 4 micrómetros (um), es uno de los principales determinantes de que estas entren hasta los alveolos pulmonares constituyéndose en partículas respirables. Estas partículas inferiores a los 4 um de diámetro aerodinámico pueden instalarse en los bronquios y en los pulmones y, de ahí, al torrente sanguíneo, tanto en los seres humanos como en los animales, por lo que, pueden causar problemas serios de salud. Así, cuando el ambiente se satura en gases, cenizas y aerosoles extremadamente finos, las personas pueden iniciar la inhalación y la respiración de partículas, permitiendo el paso directamente a las vías respiratorias inferiores, lo que conlleva al potencial aumento del asma, bronquitis, hipertensión arterial, problemas cardiovasculares y cáncer. Por lo anterior, lo recomendable es protegerse con mascarillas faciales, preferiblemente del tipo N95 o EN 149: 2001, las cuales estén diseñadas para filtrar las partículas finas y neutralizar los gases ácidos y, no tanto, las mascarillas quirúrgicas, porque son mucho más delgadas y no cuentan con material filtrante eficiente.

Pese a ello, con o sin máscara, si se siente irritación por los gases, lo recomendable es alejarse del lugar inmediatamente. Las personas con problemas respiratorios, alergias, niños y adultos mayores o con condición física baja, no deben de exponerse a condiciones de este tipo. En general, la prolongada exposición a los gases volcánicos es uno de los factores que produce lo que los médicos denominan estrés oxidativo, lo cual afecta a los seres humanos y animales de diversas maneras, por lo que hay que prestar particular atención a las poblaciones bajo la influencia de la polución volcánica y, particularmente, los guardaparques.

El H₂S (sulfuro de hidrógeno), con su típico olor a huevos podridos u olor a “azufre”, suele ser el gas dominante de las fumarolas sobre el SO₂ debido a su reacción con agua. El H₂S en concentraciones bajas (unos 50 ppm.) pueden provocar inflamación de la garganta, dolor de cabeza, fatiga, mareos, pero si es por períodos prolongados de exposición, puede degenerar en faringitis y bronquitis. Más preocupante aún si la concentración es mayor (>250 ppm), pueden causar edema pulmonar e incluso la muerte y a concentraciones de >1000 ppm puede causar coma en corto tiempo. Un problema es que al ser más denso que el aire, se puede acumular en las depresiones o las cavernas (William-Jones y Rymer, 2000, 2015). La Administración de Seguridad y Salud Ocupacional (OSHA por sus siglas en inglés) ha establecido una cantidad máxima de 20 ppm para el sulfuro de hidrógeno (H₂S) en el ambiente del trabajo y un límite de 50 ppm durante un período máximo de 10 minutos si no ocurre exposición adicional. El *National Institute for Occupational Safety* (NIOSH) recomienda, en cambio, un límite de exposición máximo de 10 ppm. durante un periodo de 10 minutos. Estos límites varían en función de los países y si las personas están expuestas por jornadas de 8 o de 24 horas (<https://www.atsdr.cdc.gov/es/ATSDR> en español). En tal caso, si se nota mucho olor a “azufre”, se recomienda colocar paños o sabanas mojadas en las rendijas de puertas y ventanas, además de viajar con el vehículo con ventanas cerradas y el aire acondicionado bajo la forma de “recirculación”.

Con respecto al dióxido de azufre (SO₂), de un olor acre y penetrante, la Agencia de Protección Ambiental (EPA, por sus siglas en inglés) ha determinado que aumentan exponencialmente la hiperreactividad nasal, ocular y de problemas respiratorios, particularmente en personas asmáticas, lo cual puede causar conjuntivitis, rinitis y problemas pulmonares; a largo plazo puede originar enfermedades respiratorias y agravar problemas del

corazón. Algunos de los efectos agudos que produce la exposición a este gas son la irritación y la constricción de las vías respiratorias, así como molestia en los ojos (William-Jones y Rymer, 2000; Hansell, 2004). Asimismo, el SO₂ es un importante broncoconstrictor desde los primeros minutos de exposición y sus efectos aumentan conforme hay un incremento de la actividad física (Alvarado Z., 2006).

Dentro de los efectos del ácido sulfúrico (H₂SO₄) cuando se ponen en contacto con membranas húmedas, produce irritación de los ojos, la nariz y la garganta, quemaduras severas, destrucción rápida de los tejidos y desgaste de los dientes; en concentraciones elevadas y exposición prolongada, se convierte en irritación crónica de los ojos, la nariz y los pulmones. El ácido sulfúrico en concentraciones elevadas, no se puede detectar, dado que ocasiona la parálisis del nervio olfativo (William-Jones y Rymer, 2000).

El dióxido de carbono (CO₂) es un gas muy abundante en las áreas volcánicamente activas y durante las erupciones. Las mofetas son salidas de gases (principalmente monóxido y dióxido de carbono) normalmente de modo difuso. El CO₂ en concentraciones bajas (~2 % o 20 000 ppm), pueden presentar molestias como irritación de los ojos, la nariz y la garganta, así como afectar la función respiratoria y provocar excitación seguida por depresión del sistema nervioso central y mayores pulsaciones del corazón. En concentraciones moderadas entre un 6 y 10 % provoca mareos, vómitos y visión borrosa, pero, con valores de CO₂ que superen el 10 %, pueden originar rápidamente pérdida de la conciencia en muy pocos minutos, e incluso producir convulsiones en concentraciones del 20 % o más y, en casos extremos, la muerte del individuo. Por ello, en depresiones o cuevas, cuando sale en cantidades mayores de lo normal (a veces acompañado de CO, monóxido de carbono), al ser invisible y más denso que el aire, desplaza el oxígeno, por lo que se puede acumular, lo cual es mortal para los animales pequeños e incluso para las personas que acampan; el individuo muere tanto por toxicidad como por asfixia u ahogo, es decir, falta de oxígeno. Por eso se les denominan gases no irritantes pero asfixiantes, que suelen actuar sin provocar lesiones locales, pero originan hipoxia tisular (William-Jones y Rymer, 2000, 2015; Beaubien *et al.*, 2003).

Un estudio demostró que las comunidades cercanas al volcán Turrialba (La Fuente, La Central, La Silvia, Miravalles, El Retiro, Guayabo Arriba y Las Virtudes), estuvieron expuestas al CO₂ y SO₂, presentando un mayor peligro de presentar sintomatología respiratoria (tos, molestias de garganta y de la nariz y sibilancia en presencia de un resfrío), en noviembre del 2010 (Yglesias y Chamizo, 2013; Yglesias-González y Chamizo-García, 2014). En marzo del 2011, personal del OVSICORI-UNA experimentó mareo y visión borrosa estando en la depresión de la falla Ariete, donde se detectó un 11 % de CO₂ en la capa de aire cerca del suelo (F. Sortino, com. personal, 2011). Para ese entonces, todavía no se había dado el recrudecimiento de la actividad eruptiva. Otro estudio evidenció epidemiológico realizado en el cantón central de Heredia evidenció cierta correlación entre el aumento en la frecuencia de emisión de gases y aerosoles del volcán Turrialba y las tasas de morbilidad por enfermedades respiratorias y alergias oculares durante julio y setiembre del 2016, las cuales fueron entre las más altas de los últimos 5 años, solo precedidas por los años en los cuales se presentaron brotes significativos del virus sincitial respiratorio (Alvarado J. y Martínez, 2017).

Durante el 2018 y el 2019, el Lic. Erick Ortíz Apuy, el M. Sc. José Pablo Sibaja Brenes y el Laboratorio de Química de la Atmósfera (LAQAT-UNA) realizaron mediciones de $\text{SO}_{2(g)}$, el cual, alcanzó una concentración máxima de $0.40 \pm 0.04 \text{ mg/m}^3$ para un periodo de 3 h. Los resultados más relevantes de este estudio se obtuvieron en el rango de concentraciones desde debajo del límite de detección (0.01 mg/m^3) hasta los $0.40 \pm 0.04 \text{ mg/m}^3$. Los resultados más significativos fueron en el antiguo centro de operaciones del parque (700 m al suroeste en línea recta del cráter activo) durante los días 22 de agosto del 2018 y 05 de octubre del 2018, con valores de $0.10 \pm 0.01 \text{ mg/m}^3$ y $0.40 \pm 0.04 \text{ mg/m}^3$, respectivamente. Por otro lado, los resultados del mirador (a escasos 400 m del cráter) se mantuvieron cercanos al límite de detección (0.01 mg/m^3), exceptuando el 05 de abril del 2019, cuando se alcanzó $0.11 \pm 0.01 \text{ mg/m}^3$. En la escuela de La Central (a 2.3 km al oeste del cráter) se encontraron concentraciones de $0.14 \pm 0.01 \text{ mg/m}^3$ (Ortiz, 2020).

Las siguientes figuras muestran la actividad exhalativa del Turrialba (Fig. 4.1) y el área de impacto zonificada por el efecto de los gases en el Turrialba (Fig. 4.2).



Fig. 4.1: Copiosa salida de gases (actividad exhalativa) del Turrialba el 1.º de noviembre del 2014.

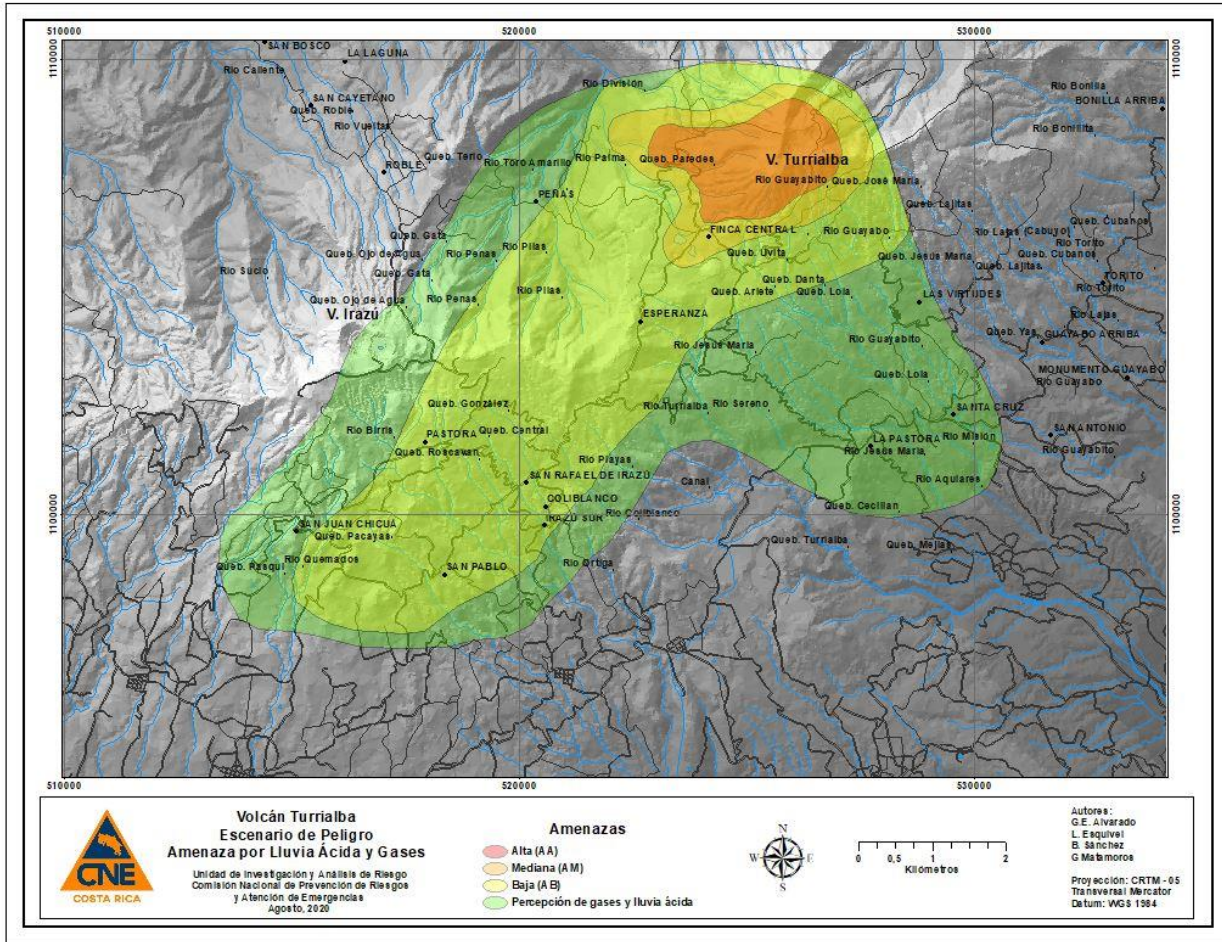


Fig. 4.2: Mapa de peligro por gases volcánicos y lluvia ácida.

Coladas de lava

Son derrames de roca fundida o parcialmente solidificada que se producen por las lenguas o flujos de lava eruptadas desde el cráter o aberturas en los flancos de un volcán (fisuras o cráteres satelitales) cuando fluye hacia abajo, como un fluido relativamente viscoso, moviéndose de acuerdo con la gravedad. Donde pasa una colada de lava, la tierra agrícola, el bosque y las casas son destruidas, sepultadas y quemadas. Los factores amenazantes de los flujos o coladas de lava son principalmente gobernados por la viscosidad, tasas de emisión de lava y topografía a lo largo del recorrido. Debido a que la viscosidad aumenta con la disminución de la temperatura, la velocidad del flujo se reduce al alejarse del foco de emisión y cuando se topa con una topografía de suave pendiente.

En el volcán Turrialba, un campo de coladas de lava muy extenso constituye aquellas que bajaron por el graben-caldera de avalancha de Los Bajos hasta el pie de monte; son de composición andesítico basáltica (SiO_2 57.2 wt%) en correspondencia con la Unidad 3 (Reagan, 1987), después correlacionada estratigráficamente con la Unidad 8 (Reagan *et al.*, 2006), las cuales difieren con otras cartografiadas cerca de la cima que son de composición

andesítica hasta dacítica (SiO_2 62.58-64.11 wt%) asociadas con la Unidad 9 *sensu* Reagan (1987). Estas coladas del Pleistoceno Superior Tardío (últimos 120 000 años) o quizás Holoceno (que inició hace 11 700 años), son muy extensas y conforman un amplio campo de lavas; una de ellas posee crestas de presión corrugadas que se extiende unos 13.5 km desde la cima hacia el NE, mientras que otra colada en bloques, ubicada al norte de Guápiles, que alcanzó unos 20 km de distancia si se miden desde la zona cratérica actual (Fig. 4.3).

La colada de lava más reciente del área de estudio corresponde con la llamada La Picada, una colada dacítica con una edad 3 ± 3 ka (Ruiz *et al.*, 2010), pero con probabilidad su edad debe de estar ubicada entre 3 y 5 ka, puesto que está cubierta por la capa de pómez El Retiro (~2 ka) y unos metros más de piroclastos bajo dicha capa guía de tefra. La longitud máxima de la colada es de tan solo 3 km, similar en extensión a la colada andesítico basáltica denominada Armado (61 ka; Ruiz *et al.*, 2010) de unos 3.7 km de longitud desde el cono Tiendilla.

Geocronológicamente equivalente, quizás sea la colada de lava blocosa que aflora en los cortes del camino (caños de desagüe) por el puesto de guardaparques. Esta colada de lava está debajo de una secuencia piroclásticas fallada, cuyos productos más antiguos datados poseen una edad calibrada de 1237 a. C., por lo que perfectamente la colada debe de tener unos 1500 años a. C. (~3.5 ka), más tomando en cuenta que las secuencias piroclásticas pre-1500 a. C. no afloran allí, sitio ubicado tan solo 800 m al SE del cráter Activo.

Entonces, se desprende que existió un período efusivo importante cuyas últimas coladas de lava ocurrieron hace unos 3.5 ka.

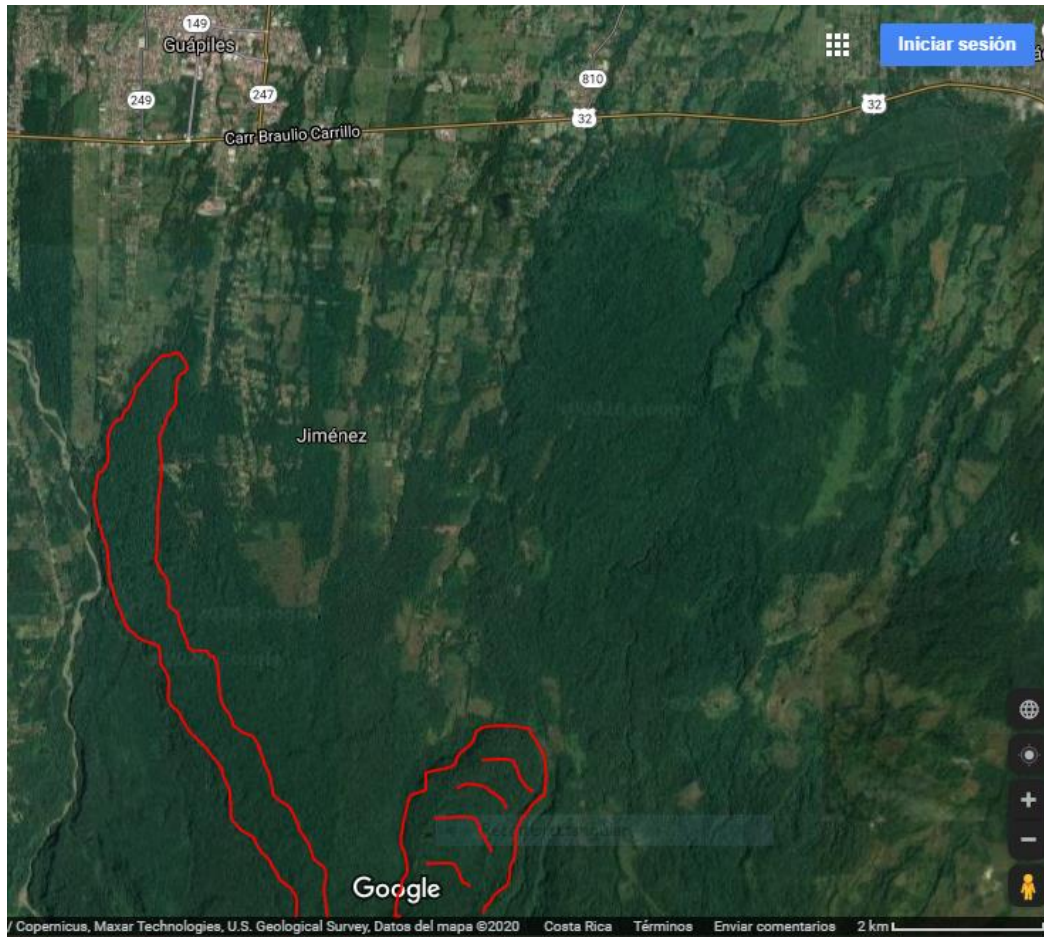


Fig. 4.3: Frente de coladas andesíticas más distales del Turrialba hacia el sector caribeño, con 13.5 y 20 km desde la cima del volcán.

Soto (2012b) y Sjöbohm (2013) modelaron coladas de lava con escalas de amenaza desde una peligrosidad muy alta (sector más cercano a los focos propuestos) hasta muy baja probable (parte distal o más lejana al foco) cuyo origen sería o alguno de los cráteres en la cima o una fisura o foco satelital en algún lugar de la falla Ariete (Fig. 4.4). Sin embargo, en realidad su verdadera amenaza es baja, aunque no improbable, tomando en cuenta que hace varios miles de años no ha vuelto a presentarse un derrame de lava. Además, hay que considerar que, si el foco fuese el cráter Activo del Turrialba, tendría que rellenarse la enorme depresión cratérica de más de 150 m de profundidad con un lago de lava, situación poco probable que llegue a rebasar su borde, continuar aún y extenderse. Por otro lado, aunque claramente el flanco austral es propenso a la formación de un nuevo cráter o fisura eruptiva, desde más allá de 2.5 ka no se han generado productos efusivos sobre dicho flanco, por lo que su peligrosidad es igualmente baja. Finalmente, en el caso de formarse un nuevo foco eruptivo lateral o satelital sobre el flanco SW del Turrialba, posiblemente no saldría sobre la traza superficial de la falla Arieta como ellos lo proponen, sino más siguiendo la zona de debilidad volcanotectónica que da la alineación de los cráteres y los conos de Tiendilla y Armado. Por ello, el mapa de peligro volcánico que se propone acá difiere en su área de influencia y en el foco de origen (Fig. 4.5).

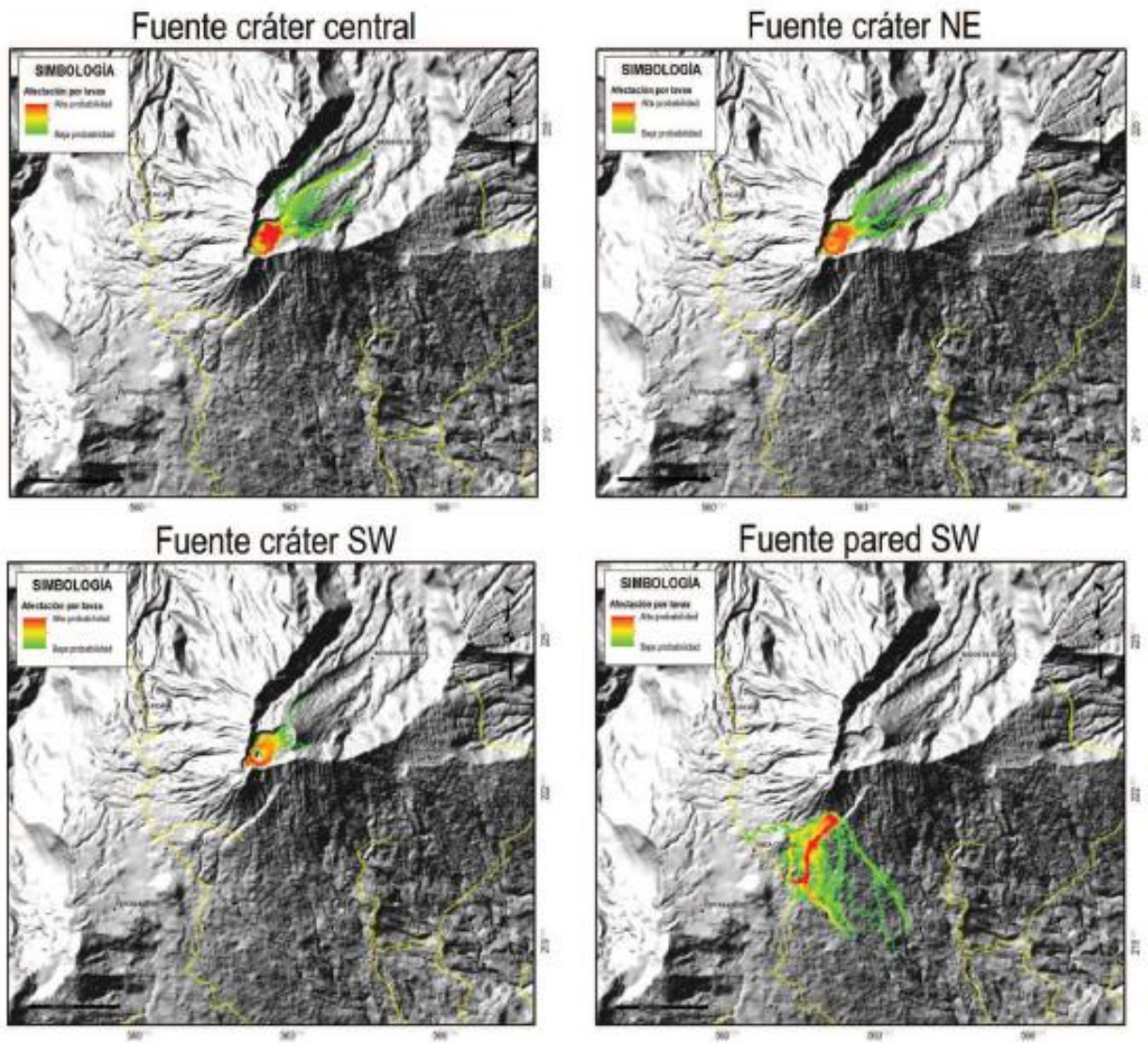


Fig. 4.4: Mapa de posible distribución de las coladas de lava en el caso de ser emitidas desde algunos de sus cráteres cuspidales o de uno de sus flancos (Soto, 2012b; Sjöbohm, 2013).

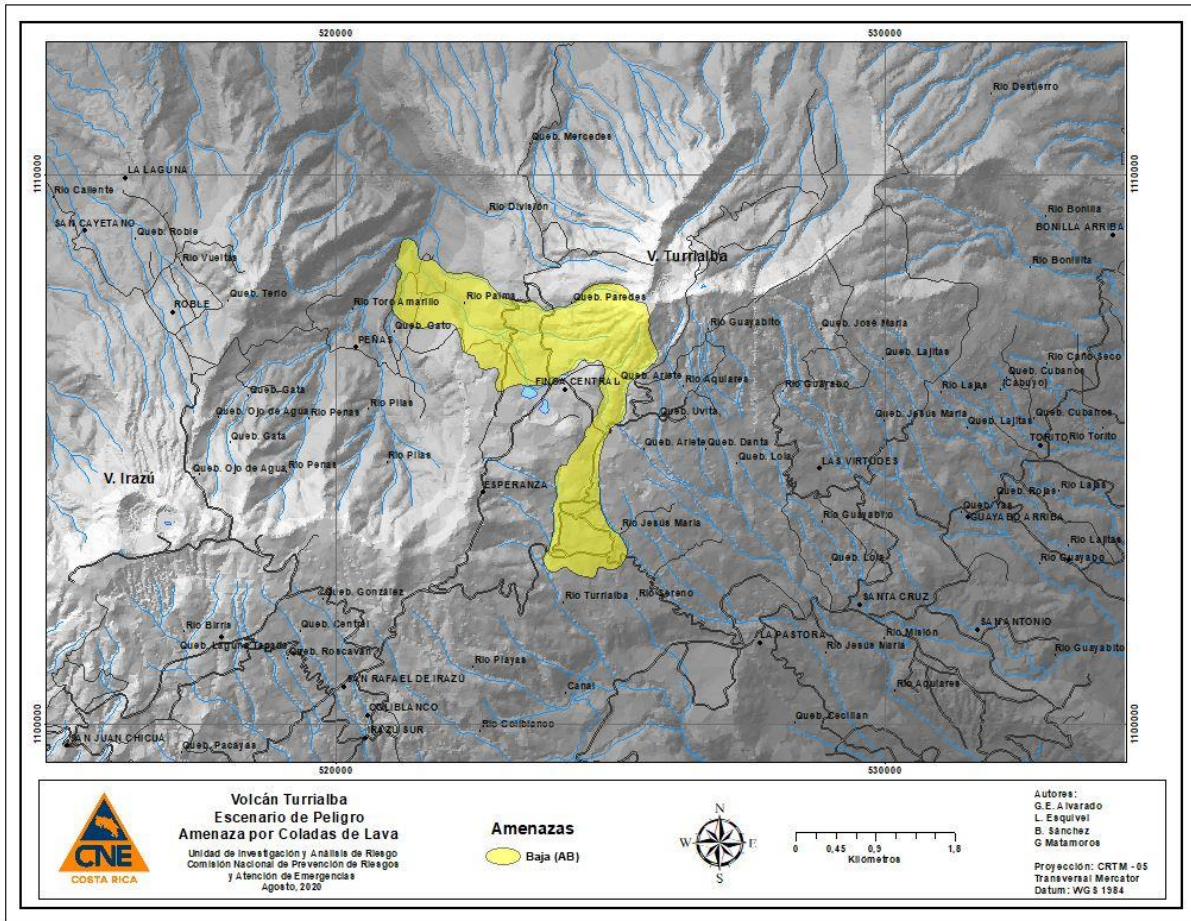


Fig. 4.5: Mapa de peligro por coladas de lava en el caso de ser emitidas por un nuevo cráter cuspidal ubicado más al SW del cráter actualmente activo, o bien, por un cono satelital sobre dicho flanco. Claramente, su extensión y distribución va a depender de la viscosidad, tasa de efusión y localización del foco efusivo, por lo que las medidas preventivas se deberán tomar en su momento.

Flujos piroclásticos

El vocablo piroclástico proviene de las palabras griegas *pyro*, que significa fuego y *klastos* que significa quebrado, representa el material formado por la fragmentación de la roca magmática mediante la actividad explosiva de un volcán. Un flujo piroclástico (también conocido como corriente de densidad piroclástica concentrada, CDPc) consiste de un flujo de material volcánico (ceniza hasta grandes bloques métricos), semifluidizado, controlado por la gravedad y que se desplaza lateralmente a ras del suelo. Corresponde con un flujo con una alta concentración de fragmentos piroclásticos, donde la fase continua entre ellas es el gas y que posee una relación fragmentos/gas elevada. Su temperatura puede variar entre unos <100 y 800 °C. Muchas veces las explosiones y los flujos resultantes pueden estar acompañados de una onda de impacto. Por otra parte, las oleadas piroclásticas (también denominadas corrientes de densidad piroclástica diluidas, CDPd), son un tipo de flujo piroclástico de baja concentración y densidad, fluidizados, donde la fase continua entre los fragmentos es el gas. Suelen acompañar a los flujos piroclásticos y, en detalle, suele existir una gradación completa entre los flujos piroclásticos y las oleadas (Fig. 4.6).

Eventos de CDPd u oleadas piroclásticas y sus depósitos fueron descritas para el Turrialba en el registro histórico (Reagan, 1987; Reagan et al., 2006; Soto, 2012b; Alvarado et al., 2006a, b; en revisión), por lo general circunscritas al cráter Activo y vecindades inmediatas, en un radio de un kilómetro. En el registro estratigráfico se logran reconocer oleadas piroclásticas a una distancia de por lo menos unos 2 km desde el cráter Activo, entre La Central y la quebrada Paredes. En el caso del volcán Turrialba, posiblemente se movilizarían por el terreno a una velocidad intermedia (40-150 km/h o incluso más) y viajarían entre 1 y más de 7 km del centro emisor, en función de su energía, capacidad de transporte y dirección, por lo que no es posible evacuar en el momento de su presentarse.

Claramente, existe un peligro para los turistas y funcionarios que los tome desprevenidos una erupción importante en el Mirador o camino al Mirador del cráter Principal. Aunque la probabilidad es baja, sí existe, en particular si ocurre una erupción importante. Sin embargo, no toda oleada piroclástica es en extremo peligrosa, dado que muchas de ellas muy diluidas, de baja temperatura y velocidad, por lo que existe la posibilidad de sobrevivir o incluso salir ileso con un mínimo de protección. Al parecer, una de estas oleadas piroclásticas (o más bien una cortina de ceniza de caída turbulenta con componente lateral de movimiento por el viento) ocurrió en mayo 2016 en el volcán Turrialba alcanzando y afectando a 3 jornaleros de la Finca La Picada, desde donde huyeron hasta llegar a la Finca La Central, donde fueron atendidos y afortunadamente sobrevivieron.

Soto (2012b) y Sjöbohm (2013) modelaron las áreas potencialmente afectadas por corrientes de densidad piroclásticas (CDP). La amenaza es relativamente baja dada su poca frecuencia para los lugares, tan solo para los ganaderos de La Silvia y los pocos pobladores de La Central, así como los guardaparques. Sin embargo, si se establece un mayor desarrollo turístico hacia las faldas del volcán, en un reactivar futuro, si puede constituir un peligro y el riesgo implícito por pérdidas en infraestructura y el impacto en las personas, ganado y los cultivos. Claramente, si ocurriera un evento explosivo mayor del tipo subpliniano o pliniano, los efectos serán mayores e incluso su extensión más grande, aunque por el momento no se vislumbra dicho peligro en el corto plazo (Fig. 4.7).



Fig. 4.6: Arriba, dispersión de las cenizas dejada por corrientes de densidad piroclástica diluidas (oleada piroclástica, un tipo de flujo piroclástico) asociadas con la erupción del 29 de octubre del 2014 y abajo, depósitos dejados por las oleadas (fotografía de marzo del 2015).

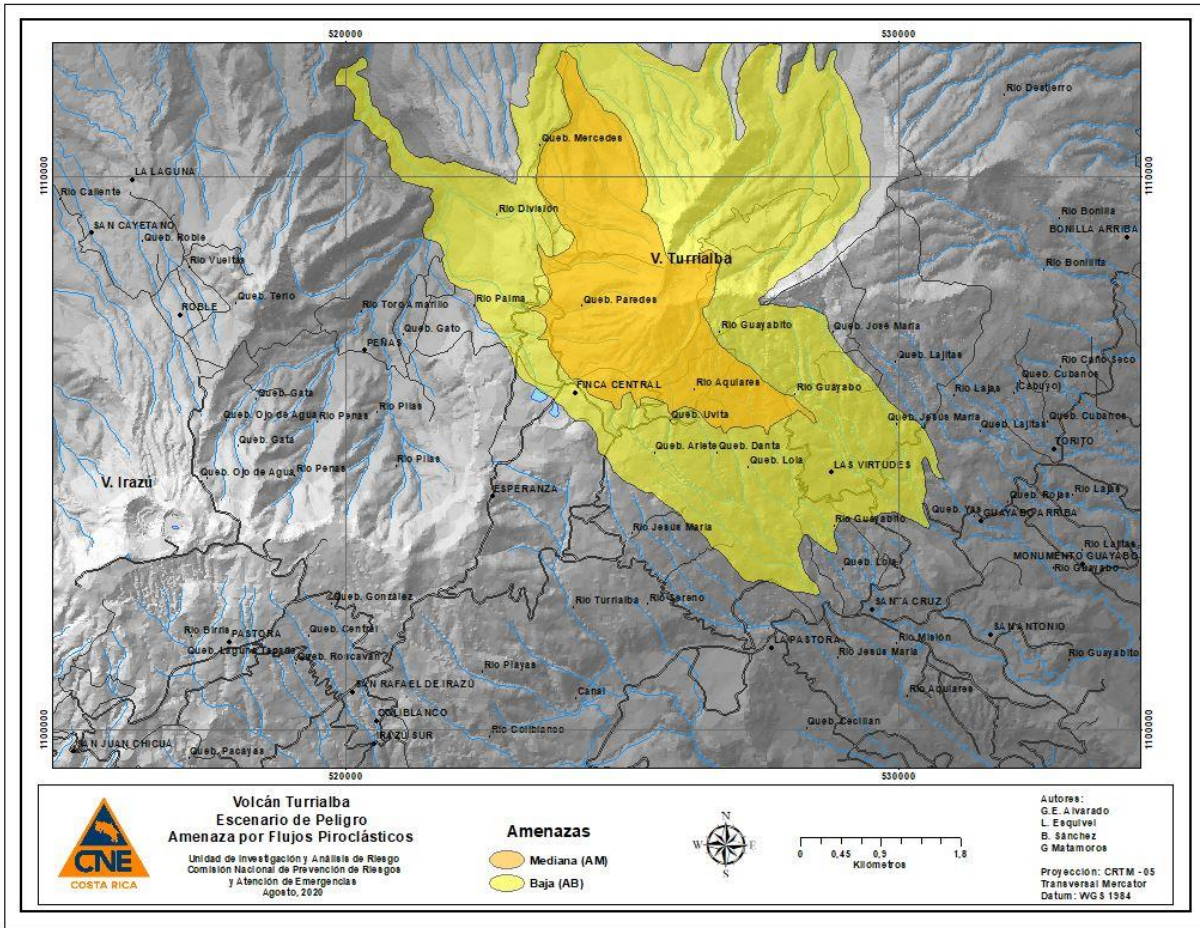


Fig. 4.7: Áreas potencialmente afectadas por corrientes de densidad piroclástica diluidas (CDPd) u oleadas piroclásticas y por corrientes de densidad piroclástica concentrada (CDPc) o flujos piroclásticos (modificado de Soto, 2012b; Sjöbohm, 2013). La amenaza, por probabilidades, es baja (aunque no nula) para los pobladores, así como infraestructura vital, aunque es mediana para los turistas y los guardaparques en los miradores del cráter Principal en el caso de presentar un evento importante. Claramente, si se presentara un evento eruptivo mayor (subpliniano o vulcaniano importante), los flujos piroclásticos pueden extenderse a más distancia y sus consecuencias serán de consideración.

Piroclastos de caída

Cuando el magma asciende, se puede dar una separación brusca de los gases, por lo que se producen explosiones que fragmentan al magma en erupción y las rocas circundantes, por lo que en consecuencia se forman fragmentos de diversos tamaños (submilimétricos hasta métricos) de lava triturada, reciente (incandescente o juvenil) o preexistente, incluso rocas no volcánicas. Estos fragmentos de roca que han sido expulsadas hacia la atmósfera y que luego caen nuevamente sobre la superficie terrestre se llaman piroclastos (también conocidos como tefras). Los piroclastos varían de tamaño y adquieren su nombre en función de la granulometría, desde ceniza (<2mm) a lapilli (2-64 mm) hasta bloques y bombas (>64mm). Los bloques poseen formas angulares, juveniles o no, mientras que las bombas poseen formas aerodinámicas de lava pastosa, debido a que fueron eyectadas incandescentes. La ceniza volcánica es roca finamente pulverizada constituida de fragmentos de rocas preexistentes, escorias o pómez, así como cristales.

Los piroclastos son expedidos hacia arriba del cráter, primero como un chorro de velocidad elevada y, después, como una columna eruptiva, donde los piroclastos de mayor tamaño y densidad suelen caer contiguos al cráter. Los fragmentos de tamaño intermedio a más finos son transportados hacia arriba por medio de la columna eruptiva, la cual consisten de una zona inferior de empuje o chorro de gases/cenizas y por una zona superior convectiva, para finalmente dar una forma de hongo o sombrilla. La altura de la columna eruptiva (entre unos 100 m y los 55 km de altura) está determinada por la temperatura del material y por la tasa de emisión del mismo, los cuales, en conjunto con la dirección y fuerza del viento, son los factores que controlan el transporte de las tefras (cenizas y lapilli de pómez) a grandes distancias.

Por ejemplo, una columna eruptiva puede crecer rápidamente y alcanzar la nube de cenizas más de 20 km de altura sobre el volcán en menos de 30 minutos. Cuando la columna en ascenso termal en la atmósfera alcanza una densidad y temperatura igual a la que le circunda por enfriamiento, así pues, se expande lateralmente y forma el citado hongo o sombrilla. Una vez allí, las cenizas y los lapilli son arrastrados por el viento y luego caen por gravedad, donde, al incrementarse la distancia desde el centro de emisión, la capa del depósito de tefra presenta una disminución en el tamaño del grano y forma depósitos más delgados. Las nubes eruptivas grandes pueden extenderse cientos o miles de kilómetros en la dirección del viento, para producir lluvias de ceniza sobre áreas de gran extensión; son los llamados piroclastos de caída o depósitos de caída.

La magnitud de las erupciones se puede establecer mediante una escala de intensidad que se basa en si la erupción fue eminentemente de coladas de lava (Índice de Explosividad Volcánica, con sus siglas internacionales en inglés VEI; Newhall y Self, 1982), o ligeramente explosiva con poca producción de cenizas, bombas y lapilli (tefras) con una columna de baja altura 0.1-5 km (VEI= 1-2), hasta con importantes volúmenes emitidos de tefras y alturas superiores a los 10-25 km (VEI entre 4 y 8). Hasta el momento, a nivel mundial, no se ha registrado en tiempo histórico (escrito) una erupción de intensidad 8, solo 4 de intensidad 7, unas 869 de intensidad 3 y un número muy superior a 700 de intensidad 0 (Siebert *et al.*, 2010).

Para el volcán Turrialba se podrían presentar tres tipos de erupciones de importancia: estromboliana, vulcaniana y subpliniana (Fig. 4.8):

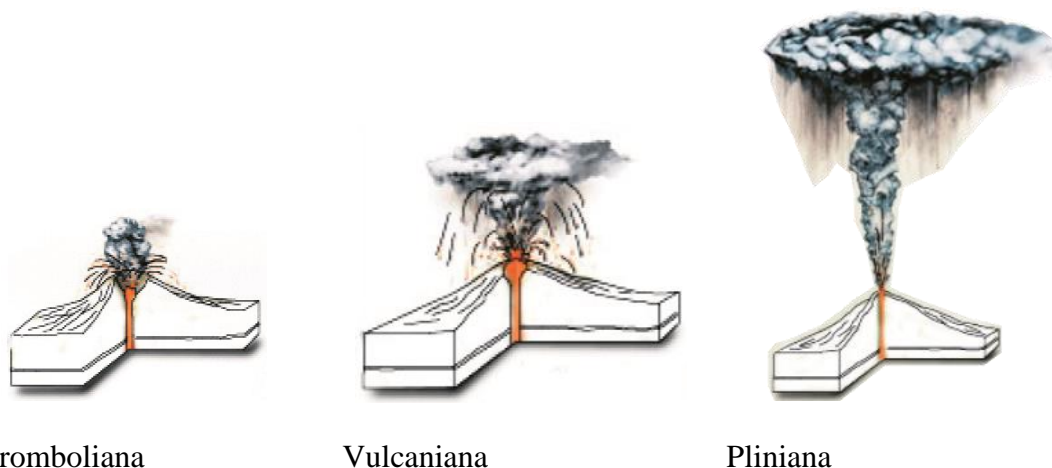


Fig. 4.8: Tipos de erupciones volcánicas que se podrían presentar en el volcán Turrialba.

Las cenizas constituyen dentro de los peligros volcánicos directo el de mayor alcance, constituyendo una amenaza para la vida y las propiedades debido a su peso en los techos, a las partículas en suspensión en el aire y agua, al transporte de gases nocivos, ácidos, sales, así como al enterramiento que producen de los cultivos. Entre los efectos más frecuentes de las cenizas, se registran la muerte o quema parcial o total de los bosques y los sembradíos (Fig. 4.9), incluyendo sus productos agrícolas (papas, fresas, etc.), así como los efectos en los animales (fauna silvestre, ganadería, animales domésticos).

A ello se le debe agregar la contaminación de los ríos y las fuentes de agua e incluso interrupción del abastecimiento del agua, obstrucciones de filtros y tuberías, problemas con la disposición de aguas servidas y la inhabilitación temporal de los sistemas de alcantarillados, por lo que se puede incrementar el riesgo de enfermedades en las áreas afectadas. Se debe tener en cuenta que la contaminación de ríos y quebradas, poseen un mayor riesgo por su área expuesta. La ceniza puede alterar las características organolépticas (sabor, olor y color) del agua. Este líquido vital puede contaminarse con flúor, metales pesados como aluminio, cobre, arsénico, lo que provoca intoxicación. Aunque en primera instancia no impide su consumo, si se debe velar por la composición química del agua, para lo cual se recomienda periódicamente controlar el grado de acidez y los contenidos de Al, Cu, Fe, Mn, F, As, B, Mn, V y Rn, entre otros, para comprobar que sea apta para el consumo humano por periodos prolongados. En otros casos, se puede dar enfermedades gastrointestinales, que pueden llevar a la muerte en personas crónicas (Stewart *et al.*, 2006).

La exposición a las cenizas por los humanos y animales trae consigo la aparición de problemas médicos en humanos y animales, agravándose las dolencias respiratorias y las alergias (Ortiz, 1996), así como problemas gastrointestinales y óseos. En los seres humanos, las cenizas están relacionadas con la aparición de bronquitis y asma, además de exacerbar enfermedades pulmonares y cardiovasculares crónicas.

Además, los animales domésticos y de producción como el ganado se ven más afectados por el consumo de pastos cargados de ceniza y aguas contaminadas con flúor, lo que genera un sinnúmero de enfermedades e, incluso, la muerte. Las cenizas ingeridas junto con el pasto y el agua, al ser insolubles, se depositan en el retículo que controla los movimientos ruminales, por lo que pueden paralizar y afectar el funcionamiento normal del aparato digestivo. También, se afectan los huesos y dientes (fluorosis), así como las vías respiratorias y los ojos (Fig. 4.9).

El peso de la tefra (lapilli de pómez o escorias, cenizas) puede ocasionar el colapso de techos de viviendas. Los efectos de la carga de los piroclastos sobre las construcciones varían considerablemente en función del diseño (se aconseja inclinaciones superiores a los 20°; preferiblemente unos 35°) y los materiales de construcción. Sin embargo, en general, los techos suelen no resistir más de 10 cm de espesor de cenizas y a veces se requiere de tan solo 2-4 cm de ceniza para producir el colapso de los tejados. Lo anterior se debe a que, por ejemplo, entre 1 y 10 cm de tefras secas (densidad de 0.4-0.7 g/cm³) agregan entre 19-20 y 20-100 kg/m², respectivamente, aunque cuando está húmeda (densidad de 1.0-2.0 g/cm³), su peso incrementa hasta 50-150 kg/m² (Crandell *et al.*, 1984; Scott, 1989; Ortiz y Araña, 1996).

Las cenizas finas pueden presentar problemas por poseer un enorme poder de abrasión (dureza hasta de 7 en la escala Mohs) y pH de 2-4.5, lo que se puede traducir en daños por capacidad en equipos, computadoras y pueden permanecer mucho tiempo y ser constantemente removidas por el viento. De estos sobresale los efectos en el tránsito aéreo, puesto que el viento transporta la fracción de partículas más finas de las cenizas a mayores distancias y puede poner en serio peligro a la navegación aérea y cerrar el tránsito aéreo en los aeropuertos por prevención, trayendo cuantiosas pérdidas económicas (Ortiz, 1996; Ortiz y Araña, 1996). Tal y como se mencionó en el apartado histórico, la caída de cenizas inhabilitó el tránsito aéreo en los aeropuertos internacionales Juan Santamaría (Alajuela) y Tobías Bolaños (Pavas) varias veces como una medida preventiva, trayendo consigo grandes pérdidas económicas no cuantificadas de modo oficial por la cancelación de vuelos y reservas de hoteles, así como excursiones turísticas (Alvarado *et al.*, 2016a; Campos y Alvarado, 2018). A ello se le debe agregar la paralización de procesos productivos en la industria de alimentos, fármacos y dispositivos médicos, atrasos en la descarga y transporte de alimentos y materia prima para la producción de fármacos, entre otros. Se debe de mencionar la importancia de que Costa Rica posee otro aeropuerto internacional en Liberia, Guanacaste, crucial cuando hay emergencias volcánicas en la región central del país, aunque su capacidad de tránsito aéreo es más limitada. Resulta interesante el establecer que en donde se planea construir el aeropuerto internacional Metropolitano de Costa Rica, en Orotina, se registraron un total de tan solo 6 reportes de caída de ceniza del Turrialba entre el 2010 y 2017, por lo que se podría especular que habría ameritado únicamente 1 o 2 veces el cierre del tránsito aéreo (Campos y Alvarado, 2018).

Las cenizas de 29-30 de octubre del 2014 arrojaron valores extremadamente altos de concentraciones de aniones de fluoruro, cloruro, bromuro y sulfatos debido al intercambio químico entre cenizas y volátiles magmáticas en el penacho volcánico y fueron ácidas (pH 3.30-3.95). La cantidad de halógenos y azufre depositados en el suelo por la caída de cenizas sobre la región que recibieron la mayor parte de la corriente de ceniza de las erupciones de 29-30 octubre del 2014, se estima en el orden de 10⁵-10⁸ kg, magnitudes que son comparables

con estimaciones en otros volcanes como Stromboli (Italia) y Eyjafjallajökull (Islandia). En vista de estos hallazgos, es importante evaluar los riesgos de ingestión de cenizas e inhalación para el ganado y los seres humanos expuestos, así como la calidad del agua potable, el suministro de alimentos y las condiciones de los suelos en las proximidades del volcán Turrialba que han sido los más afectados (Martínez *et al.*, 2015). Dichas cenizas se clasifican como litosoles con componentes arcillosos pre-existentes. Una descripción petrográfica detallada de las cenizas del 2010-2016 se puede encontrar en Alvarado *et al.* (2016a, b).

La depositación de cenizas puede afectar la visibilidad de los vehículos a la hora de conducir, al cubrir el parabrisas y dificultar su manejo (Fig. 4.10); además, las calles y los pisos se vuelvan resbalosos y peligrosos de transitar.

Como una medida preventiva ante el peligro, cuando se dio una recrudescencia en las erupciones, se dieron cierres preventivos con un radio de 5 km alrededor del volcán Turrialba. Eso sí, con cada cierre preventivo para la población y curiosos, se tuvo que movilizar una cantidad grande de recursos humanos y materiales (al fin y al cabo un monto económico nada despreciable), a través de las instituciones que conforman los Comités Municipales de Emergencias (CME) de Turrialba, Alvarado y Oreamuno, entre ellos, la Fuerza Pública, Instituto Mixto de Ayuda Social (IMAS), Ministerio de Salud, Policía de Tránsito, Ministerio de Obras Públicas y Transporte (MOPT) Comisión Nacional de Viabilidad (CONAVI), Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC), Cruz Roja, Ministerio de Agricultura y Ganadería (MAG), Servicio Nacional de Salud Animal (SENASA), municipalidades y los observatorios de vigilancia volcánica (Alvarado *et al.*, 2016a).

Dentro del marco anterior, los cuadros 4.4 y 4.5 presentan de manera sinóptica los efectos en Costa Rica ocasionados por la caída de cenizas (mayoritariamente asociadas con erupciones vulcanianas) en las diversas actividades socioeconómicas, líneas vitales y la salud durante el siglo XX y parte del XXI. Sin embargo, no se incluyen dentro de los efectos en la economía ni en las soluciones, la desviación o el aporte de recursos para brindar soluciones, tales como los programas de asistencia agropecuaria con financiamiento local e internacional, asesoría, subsidios, créditos, indemnizaciones o la condenación de deudas, así como la reubicación (personas, animales), o bien, las donaciones nacionales e internacionales.

Cuadro 4.4: Efecto de las cenizas en la economía agropecuaria durante las erupciones en Costa Rica (1963-2020) y sus soluciones técnicas (basado en Horton y McCaldin, 1964; Murata *et al.*, 1966; Parsons, 1967; Ruiz y Jiménez, 1968; Wille y Fuente, 1975; Hilje y Saunders, 2008; Aguilar y Alvarado, 2014; Alvarado *et al.*, 2016a; Coto-Cedeño, 2019). Dentro de las inversiones y soluciones no se incluyen los programas de asistencia agropecuaria con financiamiento local e internacional, donativos, asesoría, subsidios, créditos, indemnizaciones o la condenación de deudas, así como la reubicación.

| Actividad | Causas directas | Efectos en la economía | Soluciones |
|--|---|---|---|
| Agricultura: papa, cebolla, cebollín, repollo, coliflor, zanahoria, brócoli, hortalizas, café, algodón, granos básicos, maíz, tabaco, caña de azúcar y tomate. | La ceniza destruyó grandes extensiones de terrenos cultivables. Impidió la fotosíntesis y un desequilibrio en la fisiología de las plantas por la alteración de la fijación del carbono. Aumento de las plagas como áfido amarillo (<i>Sipha flava</i>) en la caña de azúcar; en el algodón el mal del talluelo (<i>Rhizoctonia solani</i>), el perforador de la hoja (<i>Bucculatrix thuberiella</i>), áfidos (<i>Aphis gossypii</i>) y escarabajos (<i>Anthonomus grandis</i>); en el café la cochinilla harinosa (<i>Planococcus citri</i>), el gusano minador de hojas (<i>Leucoptera coffella</i>), la araña roja (<i>Oligonychus yothersi</i>), las escamas (<i>Coccidae</i>) y el pulgón (<i>Toxoptera citricida</i>). | Disminución en las cosechas o pérdidas de los cultivos. Suministros de diversos tipos para paliar con la crisis. Desempleo. | Introducción de insectos depredadores como la vaquita (<i>Cryptolaemus monstrouzieri</i>) y el abejón (<i>Strethorus</i> sp.) en el café. Uso intensivo de agroquímicos (insecticidas: Malathión, Diazinón, Phorato y Lannate). Eliminación de las cenizas a través de bombas de motos de agua y máquinas sopladoras. Medidas para generar nuevas fuentes de trabajo. Suministro de agua en camiones cisternas. |
| Pastizales y ganadería | La ingesta de cenizas en grandes cantidades provoca irritación intestinal, diarreas, úlceras, parálisis caquéxica, abortos y la muerte. Embate de la plaga baba de culebra (<i>Prosapia distantii</i>) en el kikuyo. Los pastos de piso y especialmente el kikuyo son los menos afectados; los más afectados son los de corte, el imperial, guate y el gigante. Aglomeración no deseable del ganado transportado a otros lugares. Enfermedades por perturbaciones nutricionales causadas por llevar los animales aclimatados a gran altitud a las llanuras bajas. | Disminución en la producción de leche, precio del producto en el mercado y desabastecimiento parcial en algunas regiones. El ganado que, por edad, mala condición de la ubre, problemas de esterilidad o enfermedad, fueron sacrificados. Pérdidas en productos de origen animal. Desempleo. Suministros de diversos tipos para paliar con la crisis. | Fortalecimiento de los controles veterinarios, las medidas de higiene de los hatos. Campañas de vacunación y suministro de medicamentos al ganado enfermo. Limpieza de ojos, nariz y lomo de los animales. Aporte de mezcla de concentrado, melaza, pacas, suplementos alimenticios (probióticos y aditamentos). Equipos de sopladoras y bombas de motor para eliminar las cenizas. Techado de abrevaderos, lavado de los potreros, sellado de las entradas de aire en los establos y galerones. En casos extremos, el traslado de los animales. Suministro de agua en cisternas. |

Cuadro 4.5: Efecto de las cenizas en la población y servicios durante las erupciones en Costa Rica (1963-2020) y sus soluciones técnicas (basado en Horton y McCaldin, 1964; SNAA, 1964; Miller y Lee, 1966; Parsons, 1967; Aguilar y Alvarado, 2014; Alvarado *et al.*, 2016a). Dentro de los efectos en la economía y soluciones no se incluyen el apoyo local e internacional (donativos, asesoría, subsidios, créditos, indemnizaciones o la condenación de deudas), así como la reubicación de personas.

| Actividad | Causas directas | Efectos en la economía | Soluciones |
|--------------------------|--|---|--|
| Salud pública | Ardor de los ojos, conjuntivitis aguda. Dolencias respiratorias (irritación e inflamación de la garganta y nariz, tos seca); las afecciones de los bronquios aparecían particularmente en personas con bronquitis crónica y enfermedad torácica previa. Irritación de la piel, alergias. Centro de educación cerrados temporalmente. | Algunas incapacidades. Evacuaciones, refugiados, damnificados y creación de albergues. Atención en Ebais. | Uso de modos de protección improvisados y medicados. Permanencia en lugares cerrados. Uso mascarillas nasobucales (tipo NIOSH N95 o EN 149: 2001), para filtrar las partículas finas. |
| Tendido eléctrico | Corto circuito en el fluido eléctrico; efecto directo en el alumbrado y ordeño mecánico del ganado de leche. | Pérdidas en la economía local y en el cobro de la electricidad. Mantenimiento extra y sustitución de aisladores y transformadores. | Lavado del aislamiento, colocación de mangueras aislantes en los conductores; sustitución de los transformadores con el incremento en el aislamiento. Ordeño del ganado de leche en forma manual. |
| Agua | El agua incrementó en su uso durante los días de mayor caída de ceniza, debido al lavado de ropa, techos, viviendas y vehículos. Aumento en la turbiedad, sedimentación y efectos directos en los filtros en plantas de tratamiento de agua potable. Descenso en el pH haciéndola corrosiva y un aumento en la dureza total, lo que dio problemas en la industria y en la saponificación, así como en los contenidos en hierro, superando los permisibles. | La eficiencia de los filtros se iba deteriorando conforme la temporada de lluvias avanzaba, debido a lo enumerado previamente. Las plantas de captación y tratamiento del agua para hacerla potable se encontraron con el problema de mantener el agua captada y la tratada en reservorios abiertos a la atmósfera contaminándose con la caída de ceniza. | Aumento en la demanda de cloro, que obligó a duplicarla con el fin de mantener el residual a 0.5 ppm en los tanques de almacenamiento. Se ideó un método para regenerar las capas filtrantes colmatadas, dividiendo el lecho filtrante en secciones y cambiando la arena de cada una de ellas. Se ensayó con agua floculada a base de sulfato de aluminio y cal, con gran éxito. |
| Infraestructura | Cobertura de los techos, canoas, tanques recolectores de agua y calles. Las canoas se llegaron a bloquear y colapsar. | Compra de barredoras y mayor cantidad de empleados para limpiar las cenizas y maquinaria para el traslado. | Limpieza de techos, calles, pistas de aeropuertos. Contratación de personas para la limpieza. |
| Tráfico aéreo | Cierre temporal del tránsito aéreo y desvío de vuelos. Trastornos en las reservaciones y contratos. Depósitos de ceniza en las pistas de los aeropuertos. | Pérdidas por el cierre del tránsito aéreo, desvío de vuelos, compensación económica de los vuelos, cancelación de hoteles y tours, servicios indirectos (restaurantes, tiendas). | Limpieza rudimentaria de las pistas y uso de un aeropuerto alterno. |



Fig. 4.9: Ganado y cultivos afectados por las cenizas del Turrialba cerca de La Central (fin de mayo del 2016).



Fig. 4.10: Problemas de visibilidad durante el transporte de vehículos debido a la caída de cenizas (entre La Silvia y La Picada, 20 de mayo del 2015).

Las cenizas, a su vez son altamente conductivas, por lo que a mayor cantidad de humedad (especialmente cuanto posean gran cantidad de minerales de alteración y sales) y compactación, su resistividad será menor y aumentará la conductividad ($\leq 164\text{-}214$ ohm-m), con ello, la posibilidad de un cortocircuito o salto de corriente. Un aumento de la conductividad eléctrica puede provocar daños en los sistemas de distribución de energía, tales como cortos circuitos en las líneas de transmisión (efectos en los transformadores, arcos aislantes), así como alteraciones en los campos magnéticos que dificultan las telecomunicaciones. La interrupción de la conducción de electricidad puede disparar y repercutir en una serie de eventos en cascada perjudiciales en los usuarios, tales como daños a la salud por falta de fluido eléctrico para preservar los alimentos, efectos a otras instalaciones de infraestructura que dependen de la electricidad para su adecuado funcionamiento, tales como las lecherías, el turismo, etcétera (Wardman *et al.*, 2011, 2012, 2014; Scaini *et al.*, 2014; Wilson *et al.*, 2012).

En los flancos del volcán Turrialba se dieron problemas con el suministro de energía eléctrica por el efecto en el tendido eléctrico, los transformadores y los aisladores, dejando en varias ocasiones a varios lugares alrededor del volcán sin fluido eléctrico (Fig. 4.11) durante el 2016, año con mayor actividad eruptiva e emisión de tefra fina, con el inconveniente de que la ganadería de ordeño de leche se veía afectada por ser ahora mecanizada y no manual. Varias medidas fueron aplicadas por el personal del ICE de modo preventivo y correctivo (Alvarado *et al.*, 2016a).

En Costa Rica, los vientos con alturas superiores a los 3000 m soplan predominantemente desde el NE durante todo el año. En la vertiente del Pacífico con alturas inferiores se dan algunas variaciones en la época lluviosa (temporales del Pacífico), donde a nivel y por encima del cráter del Turrialba el viento proviene del SW, W y NE por varios días consecutivos. Lo anterior es el principal motivo que hace que los productos de las erupciones volcánicas, menores a 4 km de altura, sean arrastradas por el viento hacia el W en cualquier época del año (Zárate, 1988; Paniagua y Soto, 1988).

Durante la estación seca en el Valle Central Occidental y en las zonas del macizo del volcán Turrialba (diciembre a marzo), dichos vientos fuertes que provienen del mar Caribe hacia el Pacífico con una dirección predominante de 80 grados, es decir provienen del noreste (Zárate, 1988). Para esta época, las zonas más proximales al cráter tendrían una amenaza de media a muy alta, siempre con tendencia suroeste. Así, los vientos alisios que provienen principalmente del noreste orientarían la nube de cenizas hacia el oeste y el suroeste. Sin embargo, también se presentan épocas en que los vientos vienen del sureste, suroeste (Pacífico), oeste y noroeste, lo cual podría empujar las nubes de cenizas hacia otras direcciones (Fig. 4.12).

Justo la información presentada en el Cuadro 4.6 fue la que utilizaron Soto (2012b) y Sjöbohm (2013) para modelar la caída de ceniza ante diferentes eventos explosivo. Dicha información fue tomada en cuenta en los mapas de peligro por caída de piroclastos (tefras) acá presentados, que fueron calibrados y simplificados con base en los dos últimos períodos eruptivos históricos del Turrialba y ponderados con una peligrosidad en función de sus efectos y eventual recurrencia.



Fig. 4.11: Efectos de la caída de cenizas sobre aisladores y transformadores, que tuvieron que ser substituidos y limpiados por el personal del ICE en mayo del 2016 (cortesía de Claudio Paniagua).

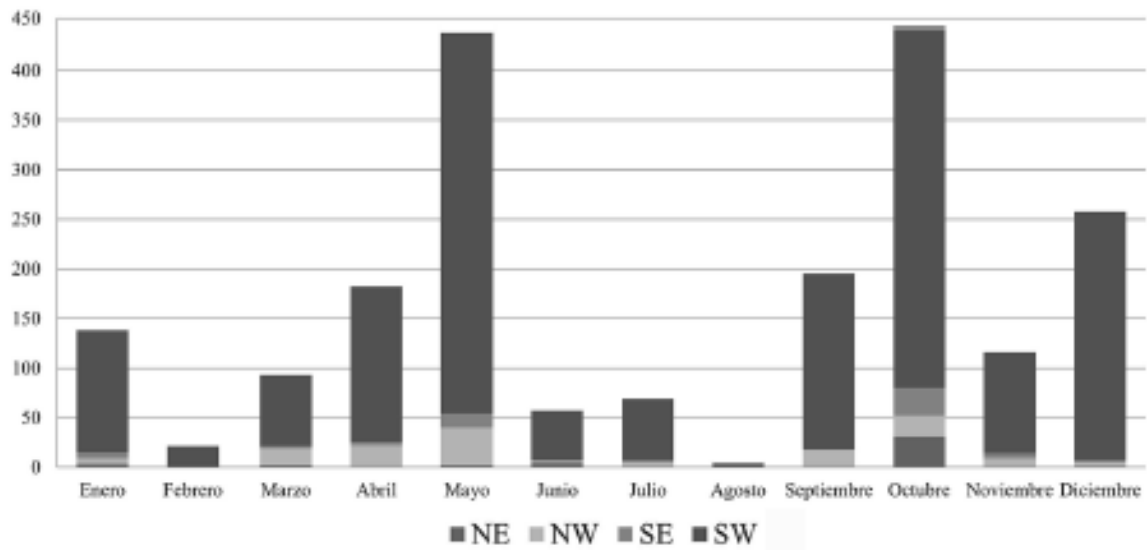
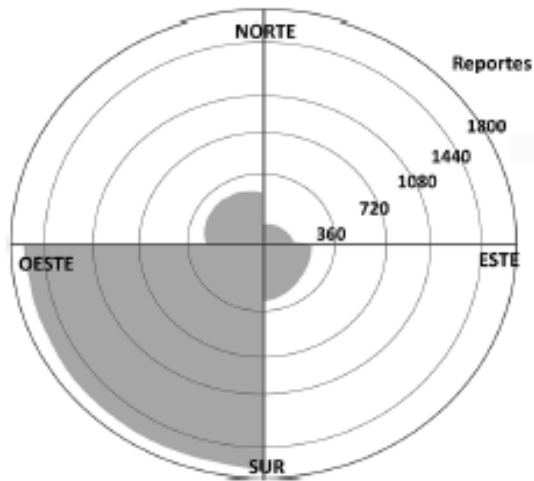


Fig. 4.12: Distribución espacio-temporal de las cenizas por cuadrantes siguiendo la dirección de los vientos para el período 2010-2017 (Campos y Alvarado, 2018).

Cuadro 4.6: Datos meteorológicos utilizados para la modelización de la distribución de los piroclastos y los parámetros (volumen, altura de columna eruptiva) considerados para el análisis (Soto, 2012b; Sjöbohm, 2013).

| 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 |

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

-Explosión estromboliana y vulcaniana (freatomagmática)

Las erupciones estrombolianas se caracterizan por pequeñas emisiones de materiales en estado fundido o pastoso que se suelen ver incandescentes, incluso de día, que están separadas por intervalos de pocos minutos u horas, acompañadas en ciertos casos por derrames de lava. Las explosiones son provocadas al liberarse las burbujas de gas, acumuladas en el magma de relativa poca viscosidad, cuando alcanzan el techo de la columna magmática en niveles superficiales. Consisten de proyecciones periódicas de numerosas salpicaduras (bombas, lapilli y pocas cenizas) y bloques de lava incandescentes de diversos tamaños que se solidifican rápidamente.

Algunas fases estrombolianas del Turrialba de este tipo se dieron durante en 1864-1866 y entre finales del 2016 e inicios del 2017, aunque pudo extenderse quizás hasta el primer semestre del 2018. En cambio, las erupciones vulcanianas predominaron durante los periodos explosivos principales del Turrialba (2010-2020; Fig. 4.13). En ellas, cuando no hay material juvenil (magma recientemente fragmentado por su contacto con el agua) se denominan erupciones freáticas. Sin embargo, de lo que ha observado en erupciones recientes a nivel mundial, donde el Turrialba no es la excepción, es que hay erupciones freatomagmáticas pobres en componentes juveniles (p. ej., freatovulcanianas: 2010-2013), mientras que, en otras, el componente juvenil sí es abundante (p. ej., típicas freatomagmáticas: 2014-2020), incluso a simple vista (Alvarado *et al.*, 2016a, b).

La distribución de la ceniza anual y su infrecuencia de caída según los reportes evidencia que los lugares más afectados fueron La Silvia, El Retiro, Coronado y Guadalupe, entre otros (Campos y Alvarado, 2018; Fig. 3.19, 3.20 y 4.12).

Con base en toda la información presentada, puede concluirse, en el caso del volcán Turrialba, que existe un área de peligro alto por caída de cenizas en el futuro en un radio aproximado de 5 km y de peligro moderado o medio y su riesgo asociado a 21 km, particularmente para la agricultura, la ganadería y la salud (Fig. 4.14).

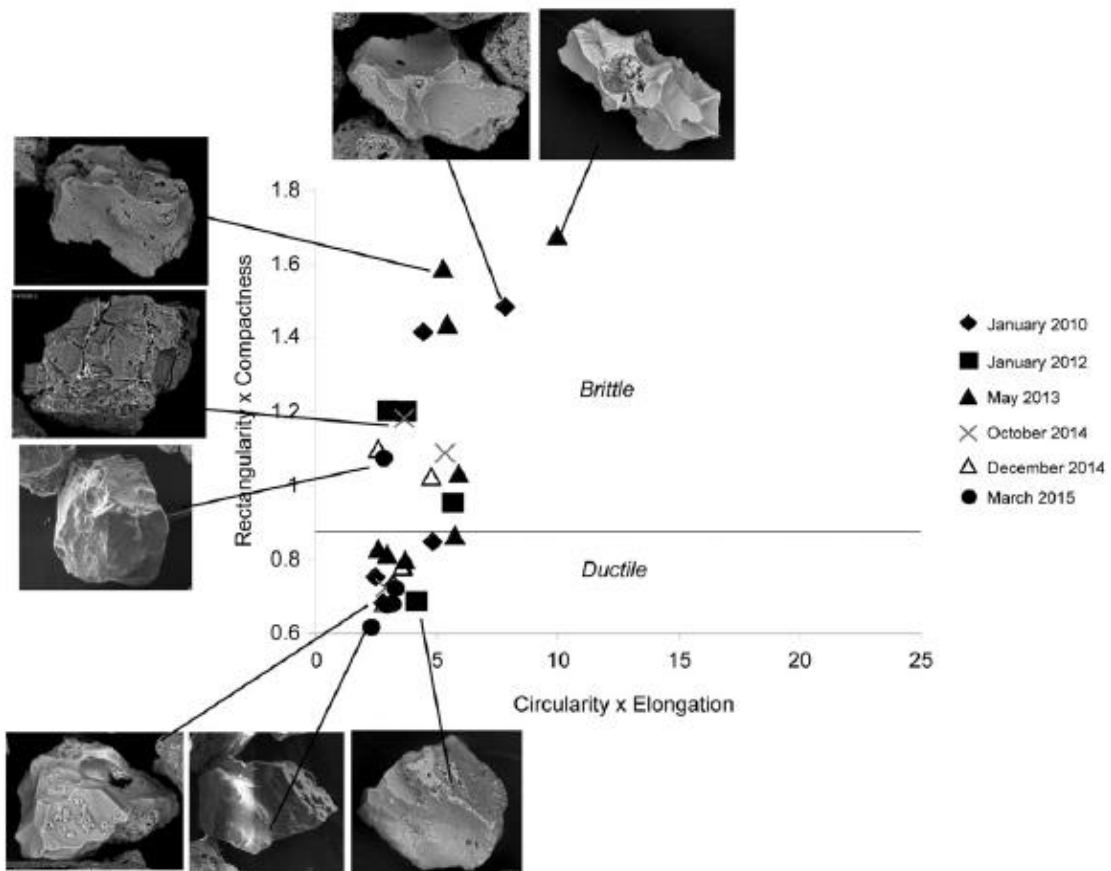


Fig. 4.13: Arriba, ejemplo de una erupción vulcaniana (28 de octubre del 2015), mientras que abajo se muestran los granos de cenizas típicos de erupciones freatomagmáticas del Turrialba vistos bajo el microscopio electrónico de barrido (Alvarado *et al.*, 2016b).

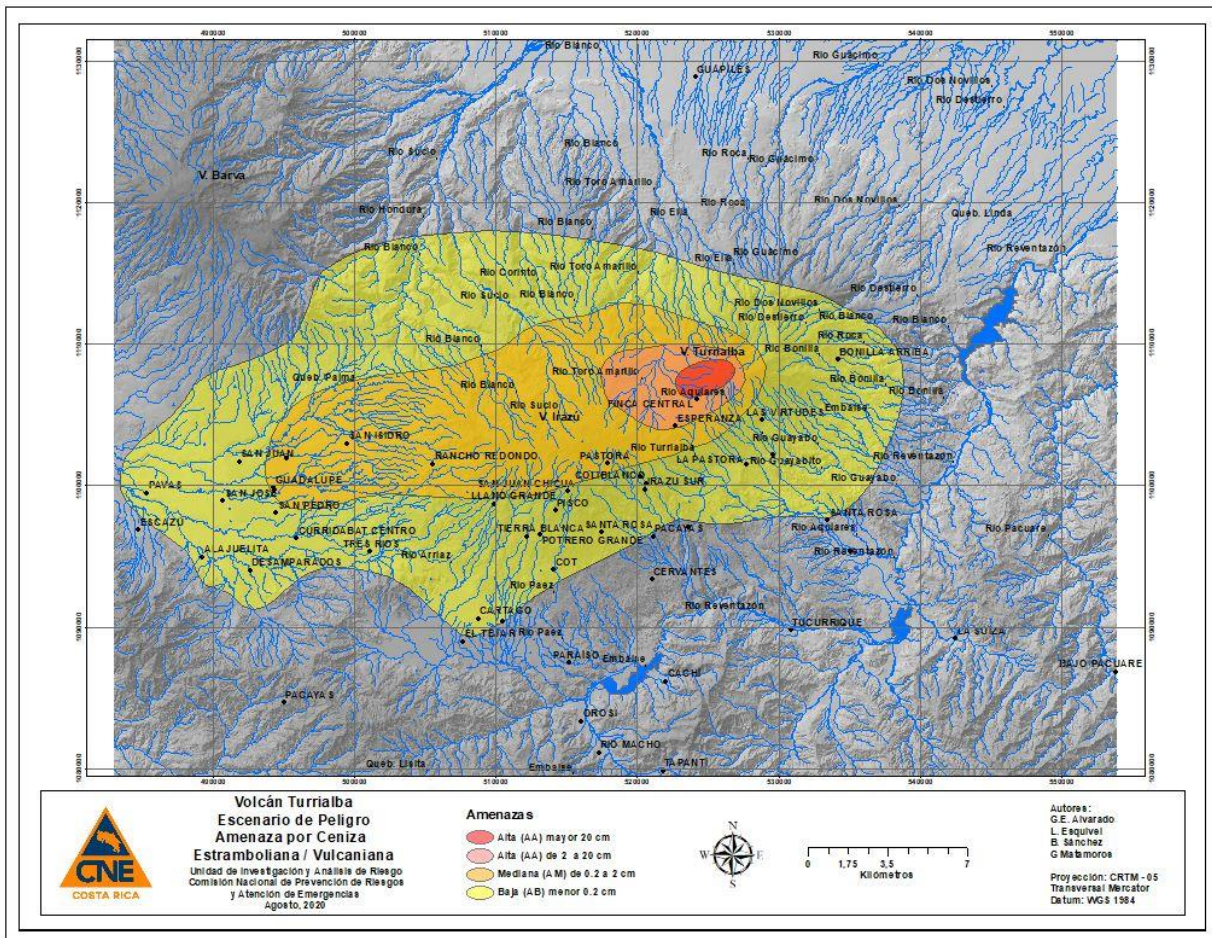


Fig. 4.14: Peligrosidad por caída de cenizas a partir de erupciones vulcanianas y minoritariamente estrombolianas del Turrialba, tomando en cuenta las 4 modelizaciones combinadas (basadas en el cuadro previo y en Soto, 2012b; Sjöbohm, 2013). La modificación con respecto a los trabajos citados consiste en que se establecieron diferentes rangos de peligrosidad, en función de la probabilidad y sus efectos, además de contemplar la información histórica (2010-2020).

-Explosión subpliniana/pliniana

Una erupción subpliniana/pliniana hasta pliniana consiste en la emisión rápida y continua de un gran volumen de pómez, asociada con un paroxismo violento y explosivo, generalmente después de un largo reposo eruptivo prolongado para favorecer la formación de un reservorio de magma importante, por lo general diferenciado (ácido o félsico: andesítico hasta riolítico), que es proyectado en forma de una columna de al menos 20 km de altura sobre el nivel del cráter.

Su duración suele ser de unas pocas horas o incluso días, pero sus efectos son devastadores para la economía y la salud y el ambiente por la caída de cenizas y pómez en gran cantidad y a mucha distancia. A modo de ejemplo histórico, se presenta un cuadro sinóptico donde recoge los principales efectos generados por la erupción pliniana (unos 24 km de altura) del volcán Mt. St. Helens (EE.UU.) el 18 de mayo de 1980 (Cuadro 4.7)

Algunas explosiones prehistóricas del volcán Turrialba fueron del tipo subpliniana (con seguridad la Unidad 4) y quizás la Unidad 6 o 7, aunque estas últimas requieren más investigación. La probabilidad de que una nueva erupción pliniana/subpliniana ocurra en el Turrialba es baja, dado que requiere que el magma basáltico andesítico actual fraccione a uno andesítico/dacítico o bien, que se enriquezca en volátiles. Si se toma, por ejemplo, la erupción subpliniana del Turrialba que ocurrió hace 2000 años como el evento explosivo más importante del Turrialba en los últimos 8000 años (Reagan *et al.*, 1996), se podría pensar que, dado que han pasado dos milenios, su próxima ocurrencia podría presentarse en el mediano a largo plazo. En tal caso, los cortes stratigráficos en otros flancos del Turrialba que no sean el occidental, no evidencian erupciones plinianas/subplinianas relevantes, pensándose que son eventos más bien infrecuentes dentro de la historia eruptiva.

Según Zárate (1988), durante la época lluviosa (abril-octubre, con excepción de los veranillos de julio-agosto), a todas las alturas hasta 24 km los vientos predominantes son del este hacia el oeste. Durante la época seca (noviembre a marzo y los veranillos) a alturas entre 9 y 15 km, las columnas piroclásticas se verían sometidas al empuje de una capa de vientos fuertes y de alta persistencia provenientes del oeste y suroeste, que distribuirían parte de la nube hacia el este y noreste del volcán en erupción. Lo mismo ocurriría para columnas mayores de 20 km de altura para las fases de oscilación cuasibienal del viento que sopla desde el oeste. Los eventos subplinianos del Turrialba, probablemente originaron columnas piroclásticas de gran altura en períodos secos y, por consiguiente, las cenizas finas fueron transportadas hacia la vertiente Caribe.

La modelización al futuro de una pliniana o subpliniana se presenta en la Fig. 4.15 de forma zonificada con respecto a la peligrosidad.

Cuadro 4.7: Efecto de las cenizas en la población y economía durante la erupción pliniana del Mt. St. Helens en 1980 (basado en Schuster, 1981; Warrick *et al.*, 1981; Foxworthy y Hill, 1982; Tilling, 1982; Horwell y Baxter, 2006).

| Actividad | Efectos registrados |
|-----------------------------------|---|
| Información y comunicación | Confusa y contradictoria sobre los posibles efectos y modo de afrontarlos. Pobre comunicación entre los medios noticiosos y el centro de operaciones y fallo en la comunicación por radio y líneas telefónicas congestionadas. A 9 horas después de la erupción, los funcionarios de la comunidad todavía estaban sorprendidos, sin tener idea de sus impactos. La conferencia de prensa se dio varios días después. |
| Peligro volcánico | Nadie entrevistado era consciente de la existencia de mapas de peligros volcánicos. La comunidad fue tomada desprevenida y sin preparación. Los mensajes no eran concretos sobre las zonas afectadas o por afectarse y no se prescribieron medidas o procedimientos sobre cómo protegerse; la advertencia carecía del sentido de urgencia. No se conocía sobre la química y acidez de la ceniza. |
| Transporte | Reducción de la velocidad a ≤ 20 km/h por poca o nula visibilidad y oscuridad temporal con pequeños accidentes sin causas que lamentar. Sobrecalentamiento de los motores por la obstrucción sus sistemas de refrigeración, desgaste de partes vitales por la ceniza abrasiva, obstruyendo los carburadores y filtros de aire. En pocas horas de iniciada la erupción, unos 2900 km de autopistas fueron cerradas. Los trenes presentaron menos problemas que el transporte vehicular. Cierre tránsito aéreo, en algunos sectores por 28 días. |
| Salud pública | La falta de información temprana motivó a información contradictoria sobre los efectos de la ceniza volcánica. Opiniones diversas y no unificadas sobre los problemas de salud. Se presentaron dolencias respiratorias (problemas para respirar, irritación de la garganta, crisis pseudoasmáticas) durante la primera semana; irritación ocular y de la piel, ansiedad, colitis, tensión, náuseas, hasta accidentes variados por limpiar las cenizas. Las personas con enfisema, asma u otros problemas respiratorios previos (aprox. 33 % de los pacientes) fueron las más afectadas inmediatamente, lo que se mantuvo por 3 meses. |
| Agricultura | La ceniza destruyó grandes extensiones de terrenos cultivables y sus efectos fueron prolongados. Retrasó la acción capilar y la evaporación en las zonas secas y reduciendo la pérdida de humedad del suelo durante el verano. Las tasas de infiltración en el suelo al irrigarse se desaceleraron, lo que llevó a un exceso de escorrentía y erosión. La maquinaria agrícola presentó problemas. Espesores de < 7 mm era un inconveniente pero > 17 mm constituía un problema serio. |
| Ganadería | Ninguna muerte, pero sí diarreas y una disminución temporal en la producción de leche; preocupación al inicio por su transporte. La ceniza arrasó una plaga inminente de saltamontes y redujo drásticamente el número de moscas que molestan al ganado. |
| Tendido eléctrico | La ceniza actuó como un cemento, difícil de remover. Cortos circuitos e interrupción del fluido eléctrico en varios sectores. |
| Agua | El agua incrementó en su uso un 50 % durante los días de mayor demanda debido al lavado de ropa, vehículos e infraestructura. |
| Forestal | Los bosques madereros fueron destruidos y pirolizados (cambios químicos en el tejido de los árboles por el calor). La nube de cenizas disparó tormentas eléctricas que provocaron incendios en los bosques. |
| Otros servicios | Caída en la publicidad, ausentismo de los empleados en los negocios, ventas hasta agotar las existencias en los supermercados por pánico; retardo en la entrega de periódicos |

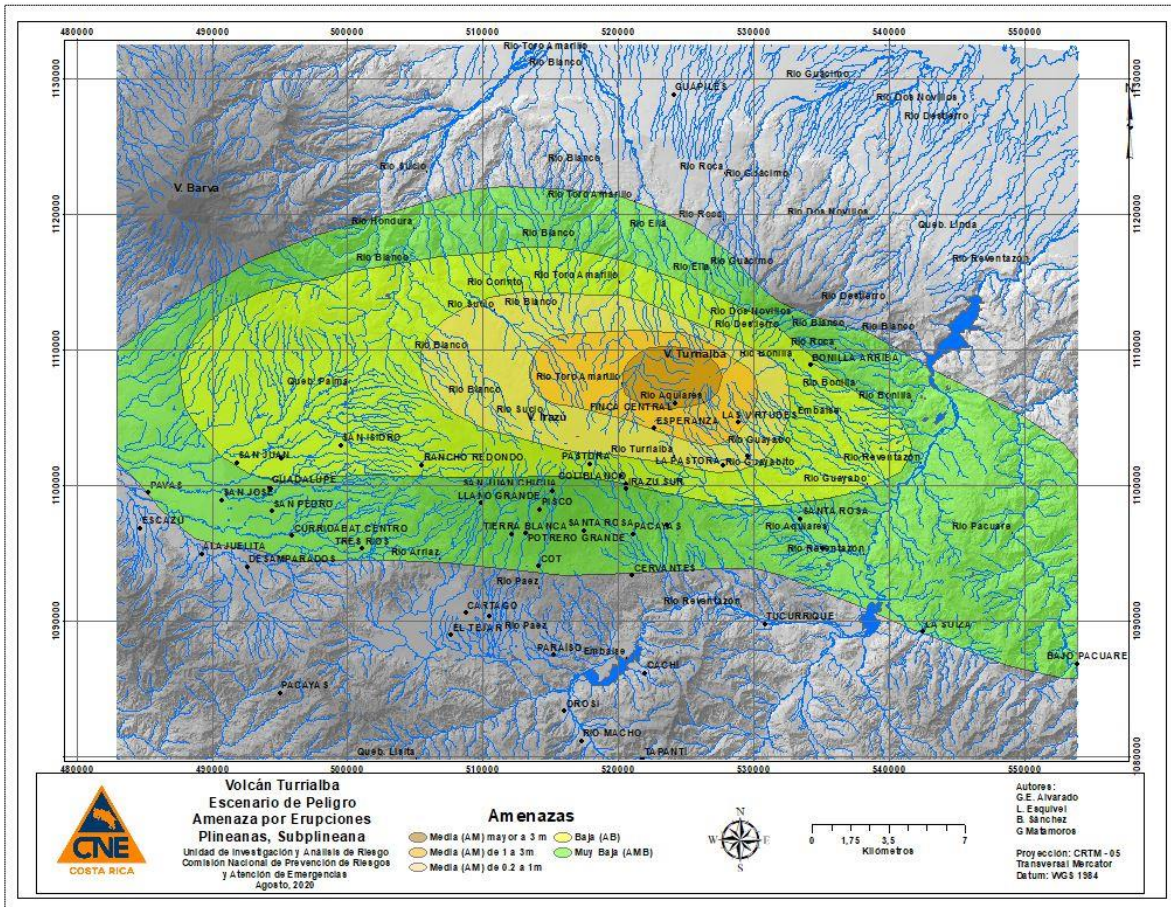


Fig. 4.15: Peligrosidad por caída de cenizas a partir de erupciones subplinianas procedentes del Turrialba para las 4 modelizaciones combinadas (basado Soto, 2012b; Sjöbohm, 2013). La modificación con respecto a los trabajos citados consiste en que se establecieron diferentes rangos de peligrosidad en función de la probabilidad y sus efectos, además de información de campo. Puesto que se desconoce la dirección del viento al momento de la erupción, se realizó la sumatoria de los escenarios, donde claramente, la mayor probabilidad de impacto es hacia el W y WSW.

-Proyectiles balísticos

Al ocurrir una explosión en el cráter, los fragmentos de roca (particularmente las bombas y los bloques) son lanzados a alta velocidad (velocidad de salida) por los aires para luego caer en la superficie del terreno (velocidad de llegada y, en ciertos casos, velocidad terminal). Debido a que estos proyectiles siguen generalmente una trayectoria parabólica, similar a una bala de cañón, se les denomina proyectiles balísticos.

La palabra tiene su origen en el griego que significa lanzar, adoptada por un arma romana de asedio, la ballista o balista, que lanzaba un proyectil o una flecha.

La trayectoria de un proyectil lanzado desde un cañón sigue una curva definida por una ecuación diferencial ordinaria que se deriva de la segunda ley de Newton. La ciencia de la balística se ha perfeccionado para comprender los proyectiles con fines bélicos y la criminología forense, por lo que hay sub-ramas:

1. *Balística intermedia*: aquella que estudia los procesos que ocurren en las proximidades de la boca, desde que la onda de choque primaria sale por la boca hasta que los gases y cenizas propulsantes, originados lo abandonan y dejan de impulsar al proyectil.
2. *Balística exterior*: Estudia las trayectorias y los efectos perturbadores del medio ambiente (viento) sobre el proyectil y el transporte y forma del proyectil (bamboleo, Magnus “chanfle”, forma, textura, ley de Stockes, efecto Coriolis, arrastre) desde que abandona la boca hasta que hace blanco, o bien agota su impulso y cae.
3. *Balística terminal y sus efectos*: Estudia los efectos causados por el choque del proyectil contra un cuerpo dado o hasta que este queda en reposo.

Las zonas de peligro por caída de proyectiles volcánicos, suelen ilustrarse como círculos concéntricos con centro en el cráter o a lo sumo de forma oblonga. Las bombas volcánicas poseen formas aerodinámicas por eyectarse aún líquidas o pastosas, mientras que los bloques tienen formas angulares. Observaciones en varios volcanes alrededor del mundo demuestran que los proyectiles balísticos pueden alcanzar velocidades de salida muy elevadas, con velocidades de impacto, igualmente altas pero variables, en función de la distancia y de si se trata de una velocidad de llegada o, en su defecto, una velocidad de tipo terminal, donde la fuerza de arrastre se iguala a la fuerza de gravedad (Brenes-André *et al.*, 2020).

Las bombas y bloques, en el caso de grandes erupciones plinianas, con diámetros entre 6.4 y 10 cm, sí pueden alcanzar grandes distancias, transportados por la nube, dependiendo del tamaño de la erupción, tanto como 20-80 km para bombas pumíceas o 10-30 km para bloques con esos diámetros (Walker, 1980). Pero en general, los peligros para balísticos (diámetros de 1 m o mucho menos) suelen restringirse a radios de menos de 5 km con respecto al cráter (Scott, 1989; MIAVITA, 2012).

Los balísticos (bombas y bloques) en el Turrialba generaron varios cráteres de impactos direccionados unos 700 m hacia el NE durante la erupción del 2010. Otros balísticos cayeron en las inmediaciones del puesto de guardaparques del PNV Turrialba, uno de ellos atravesando el techo y el piso en el baño en correspondencia con la explosión del 29 de octubre del 2014 (Fig. 4.16), mientras que otro se encontró en el camino cerca de allí, un 9 de noviembre (J. Barquero, com. verbal, 2018), al parecer en correspondencia con la erupción del 28 de octubre del 2018.

Según Brenes-André (com. escrita, 2020), tomando en cuenta los parámetros de profundidad de salida del balístico desde el fondo del cráter en ese momento (~3080 m s.n.m.), que tuvo que superar el borde del cráter (3310 m s.n.m.) y caer en el puesto de guardaparques a 745 m de distancia (el cráter Activo era más pequeño, menos profundo y asimétrico con respecto al actual) y una altitud de 3085 m, con un ángulo de llegada con respecto a la horizontal de unos 65° y un tamaño estimado de $\sim 13 \times 7 \times 5$ cm (se extravió el bloque), se pueden calcular varios parámetros cinemáticos de la balística de ese bloque en particular. Así se tendría que la velocidad final fue de 83.3 m/s (299 km/h) y una duración de vuelo de 20 s. Los cálculos físicos preliminares indican que los proyectiles balísticos pueden llegar a alcanzar el Mirador, en el caso de ser direccionados hacia dicho sector, en un lapso entre 7 y 11 s con velocidades mínimas de unos 53.2 m/s (unos 191 km/h).

Durante las erupciones estombolianas/vulcanianas pequeñas en el volcán Turrialba, la densidad de impactos puede ser groseramente estimada cercana al 80 % a unos 100 m de distancia del borde del cráter, pero a 200 m disminuye casi a la mitad y a unos 400 m puede ser de tan solo unos 5 impactos por hectárea. La balística en el Turrialba más allá de los 400 m ha sido casual y solo en dos casos en el lapso 2010-2020 alcanzó de modo comprobado los 700 m de distancia, aunque muy probablemente muchos impactos no se pudieron verificar por el acceso, la peligrosidad y vegetación. Pero ello no quiere decir que no puedan alcanzar distancias superiores durante su próximo período eruptivo.

Durante las explosiones prehistóricas del Turrialba, Paniagua y Soto (1988) establecen un radio máximo de 7 km para bloques de ≥ 30 cm de diámetro y de 9 km para bloques $\geq 6,4$ pero menores ≤ 30 cm. Estudios más recientes con más trabajo de campo establecen un radio significativamente menor, donde los registros estratigráficos de balísticos fueron de tan solo 1.75 km, quien entonces establece de modo conservador que se puede considerar como apropiado el establecer un radio de unos 2 km (Soto, 2012b). Sin embargo, en el trabajo de campo se encontraron impactos balísticos aislados a 2.5 km del cráter Activo, en los cortes del camino entre La Central y la Silvia.

Aunque se conocen erupciones históricas que en Costa Rica donde algún balístico ha alcanzado hasta 7 km de distancia, con base en todo lo anteriormente expuesto, se pueden establecer los siguientes radios de peligro por balística más frecuentes en el Turrialba, de mayor a menor probabilidad: a) 0-1 km, b) 1-3 km y c) 3-5 km (Fig. 4.17).



Fig. 4.16: Ejemplo de un proyectil balístico y sus efectos en la infraestructura (techo; servicio sanitario y piso) en el puesto de guardaparques a 745 m de distancia del cráter Activo, a raíz de la erupción del Turrialba del 29 de octubre del 2014 (fotografías Reina Sánchez). Se calculó que la velocidad final fue de unos 300 km/h y su duración de vuelo dilató unos 20 s.

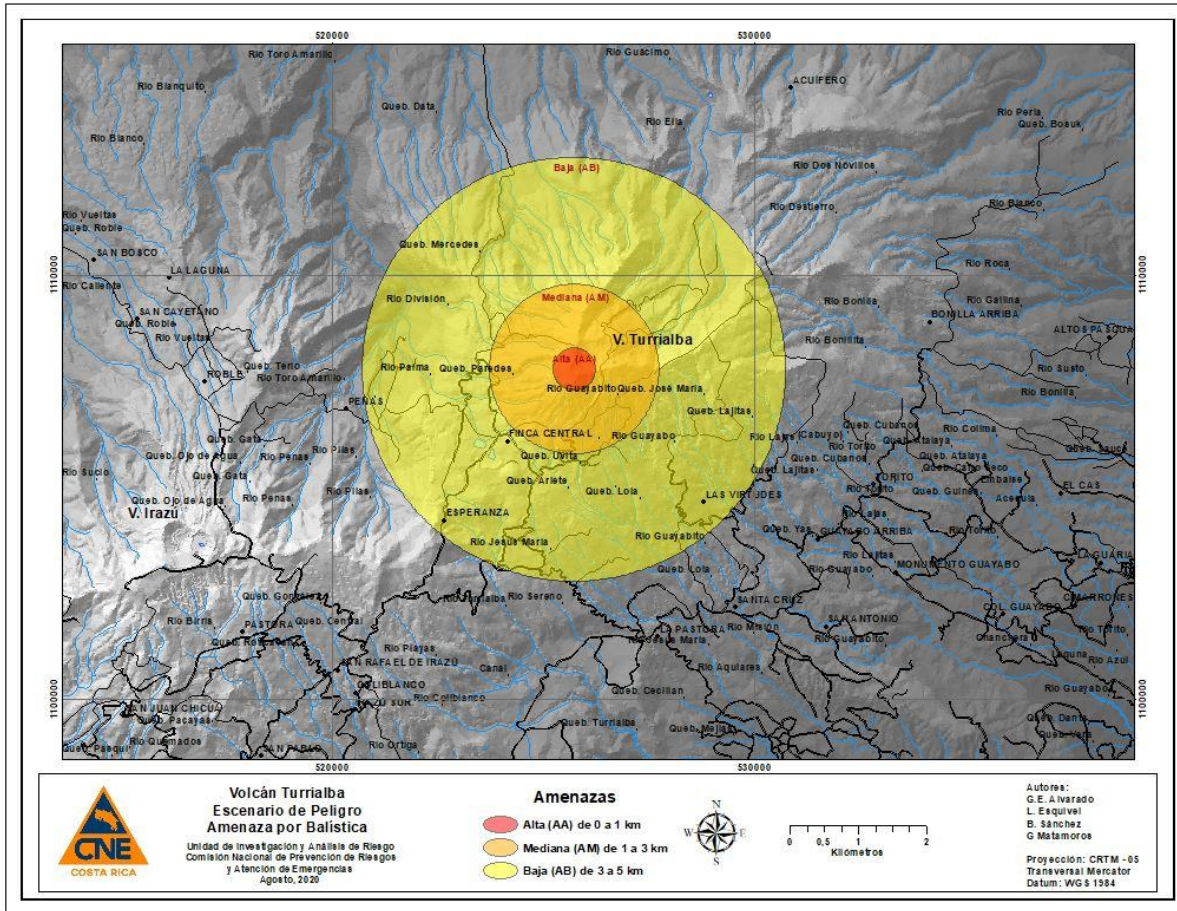


Fig. 4.17: Amenaza volcánica por balística.

Puesto que personal del ICE, de la RSN, el OVSICORI, IMN y la CNE, entre otras instituciones, tienen que subir con frecuencia a darle mantenimiento a equipos de vigilancia y comunicaciones ubicados en la cima, los cuales están dentro del radio de peligro ante balística volcánica, existía una particular preocupación del ICE por la seguridad de su personal y funcionarios de otras instituciones, quienes con cierta frecuencia suben a la cima para realizar el mantenimiento y reparación de los equipos y torres. Por todo lo anterior, se procedió como una medida de minimizar el peligro volcánico, a la construcción de 7 refugios temporales ante balística volcánica (tipo búnker). Su construcción dio inicio por parte del ICE en las instalaciones de La Garita, donde se construyeron y ensamblaron a modo de prueba en mayo del 2018. Después de obtenerse los permisos respectivos y trámites administrativos por parte de SETENA y SINAC, su construcción en el Turrialba dio inicio el 13 de noviembre del 2018 y culminó el 14 de diciembre de ese año. Los refugios fueron realizados siguiendo el modelo del “búnker” que se construyó en 1964 en el Irazú, es decir con vigas en arco de acero tipo H (3 m de alto por 3 m de ancho y 2.9 m de fondo), similares a las que utilizó por años el ICE en las galerías exploratorias de proyectos hidroeléctricos, con largueros de metal con tornillos para sujetar entre arco y arco, pines de varilla N.º 11 de 1.5 m para el anclaje, barrenado para su instalación, cobertores de láminas gruesas corrugadas de acero, todo soldado y protegido con pintura anticorrosiva (Fig. 4.18).



Fig. 4.18: Ejemplo de los siete refugios antibombas volcánicas, construidos en las instalaciones del ICE de la Garita, su proceso de instalación en el campo y acabados finales en el volcán Turrialba.

Estos refugios están distribuidos desde el puesto de guardaparques; a unos 700 m aproximadamente del cráter activo, camino hacia la cima, mirador al cráter y en el sendero hacia las torres de telecomunicaciones (Fig. 4.19). Ya Soto (2012b) había recomendado la construcción de este tipo de obra de protección. Con la instalación de estos refugios tipo búnker, el Turrialba se encuentra ahora entre una docena de volcanes activos del Mundo que cuentan con este tipo de estructuras de protección para los visitantes y administradores de los volcanes.

Se debe de tener claro que los refugios son lugares de protección parcial y por un tiempo limitado ante la caída balística de bloques de dimensiones similares a las históricas en el borde exterior del cráter, no ante proyectiles de diámetros extraordinarios. Su protección es igualmente parcial ante nubes de cenizas, gases y oleadas acompañantes, que no necesariamente van a ser siempre de elevada temperatura y velocidad, sino que también las pueden haber de baja temperatura y velocidad turbulenta baja.



Fig. 4.19: Mapa de la distribución de los 7 refugios construidos en el volcán Turrialba. Su ubicación obedece pensando en el personal que suele ir rutinariamente a labores de mantenimiento (equipos en las torres de transmisión, equipos de vigilancia volcánica) y los funcionarios de guardaparques, así como pensando en una posible apertura del parque nacional al turismo.

Terremotos volcánicos

Los sismos que acompañan a la actividad volcánica son generalmente menores en magnitud que los no volcánicos (llamados tectónicos). Los sismos volcánicos por lo general tienen hipocentros poco profundos (profundidades <10 km), con un radio de daño menor, aunque posiblemente la intensidad superficial sea alta, por lo que en ciertas ocasiones sí pueden causar daños considerables en infraestructura y deslizamientos. Pueden ocurrir antes, durante o después de una erupción volcánica. La máxima magnitud hasta el momento de un terremoto volcánico es de M_w 7,1-7.75 (Zobin, 2001; White y McCausland, 2016).

Eventos más grandes que M_w 7.75 suelen corresponder con sismos relacionados con grandes fallas límites de placas (fallas transformantes y zonas de subducción), que actuaron como disparadores de la actividad eruptiva a distancia (p. ej., Williams y Self, 1983), pero no necesariamente son eventos por movilidad directa de magma, es decir, volcanotectónicos.

En general, un terremoto puede, bajo ciertas circunstancias particulares, disparar una erupción volcánica y viceversa, una erupción volcánica puede provocar un terremoto al momento o varios años después. El terremoto puede desencadenar en una erupción por diferentes causas, como pueden ser los cambios de los esfuerzos y el estrés tectónico a los que está sometida el reservorio magmático, en particular si el sistema estaba metaestable (es decir próximo o cercano a erupcionar), o donde las fallas pueden facilitar el ascenso del magma. En el otro sentido, una erupción o la actividad volcánica puede desencadenar un terremoto, incluso varios años después, dado que puede afectar la tectónica regional, más si ya estaba cerca del período de ruptura (Williams y Self, 1983; Alvarado *et al.*, 2007; Bonali *et al.*, 2013).

En Costa Rica, la erupción de 1723 del Irazú estuvo acompañada de varios sismos volcánicos, el mayor de ellos con magnitud $M_w \sim 5.1-5.6$, recalculada la magnitud con base en estimaciones de m_b , M_s y M_L (Alvarado y Schmincke, 2013). La del Arenal de 1968, medida instrumentalmente y relacionada con un enjambre de sismos volcánicos, el mayor tuvo una magnitud M_w 5.1 (Zobin, 2001). En el Turrialba hasta ahora no ha habido sismos volcánicos con magnitud superior a 4.

Las fallas volcanotectónicas Ariete y Elia, poseen un potencial de generar sismos de magnitud máxima estimada M_w 6.2 y 6.0, respectivamente (Calvo *et al.*, 2019), que pueden generar aceleraciones importantes cercanas a $1g$ en el campo cercano y disparar deslizamientos (Fig. 2.6 y 4.20).

En general, la previsión que hay que tomar ante un sismo volcánico de magnitud intermedia ($5 < M_w \leq 6.5$) es la misma que la de un sismo tectónico, por lo que se debe de velar por el adecuado diseño de la infraestructura en general siguiendo la normativa del código sísmico, así como las normativas de construcción y edificación en lugares estables que no sea afectado por un deslizamiento o crecidas de cauces.

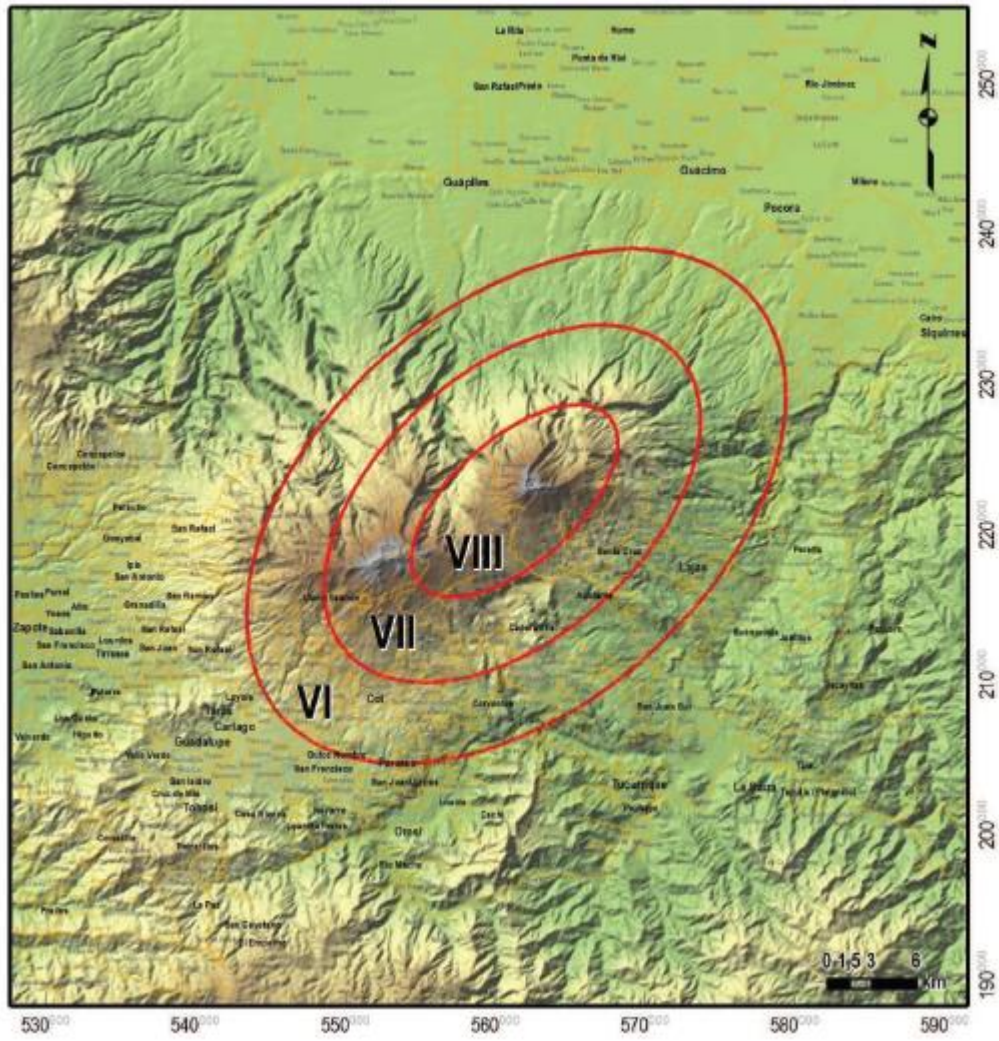


Fig. 4.20: Intensidades máximas esperables para un sismo de Mw 6.0 con hipocentro somero (3-8 km) y epicentro en las cercanías de la cima del volcán Turrialba, originado por las fallas Arieta o Elia (Soto, 2012b; Sjöbohm, 2013).

Deformación cortical y formación de grietas

La deformación cortical puede ser causada por el transporte de una gran cantidad de magma (generalmente hacia la superficie acompañado de una inflación del edificio volcánico) o por la efusión de magma (por lo general con una subsidencia asociada), o como pulsaciones de inflación y subsidencia o contracción. Ello puede provocar abultamiento o subsidencia del terreno, con la formación de grietas y daños en edificaciones.

Ocurren gradualmente en un cierto período de tiempo, lo que la diferencia de la destrucción rápida causada por movimientos sísmicos o formación de calderas. Sus efectos por lo general se restringen a las periferias de los cráteres activos (Fig. 4.21).



Fig. 4.21: Grietas bordeando el cráter Central del Turrialba (enero del 2010).

Formación de nuevos cráteres y conos

A lo largo de sistemas de fallamiento cortical profundo (p. ej., fallas o fisuras) existe la posibilidad de formación de nuevos cráteres, conos piroclásticos, derrames de lava y eventualmente grandes volcanes. Sin embargo, para la mayoría de los conos y cráteres secundarios o satélites, dado su prolongado período de quietud, resulta difícil prever el tipo, desarrollo y duración de una erupción.

Aunque se ha planteado una técnica para desarrollar mapas de amenaza en campos monogenéticos (p. ej., Marrero *et al.*, 2019), poco se puede aportar a la estimación de la amenaza volcánica a lo largo de sistemas fisurales a menos que se tengan muchos conos y cráteres satelitales, acompañados de varias dataciones radiométricas. En general, se puede asumir que un cono que no ha tenido actividad eruptiva en los últimos 11 000 años, probablemente no entrará en erupción en futuro inmediato.

En el volcán Turrialba está claramente establecida una zona de debilidad fisural en sentido NE-SW donde se han formado los cráteres activos y dormidos, así como los dos conos secundarios (Calvo *et al.*, 2019; Elizondo *et al.*, 2019). La edad del cono El Armado es de 61 ka (Ruiz *et al.*, 2010), por ello, aunque existe la posibilidad que en el Turrialba se llegue a formar un nuevo volcán o cráter a lo largo de dicho sector de fragilidad cortical NE-SW, particularmente contiguo a donde ya existen otros focos volcánicos predecesores (conos Tiendilla y Armado, Fig. 2.11 y 2.16), tan solo se puede decir que su posibilidad es muy baja a mediano-largo plazo, dado que en los últimos 8000 años no ha estado activo ningún otro foco que no sean los cráteres cuspidales. Lo que sí es factible que es que llegue a formarse en un futuro un nuevo cráter al SW del cráter Activo actual.

Amenazas volcánicas indirectas

Se entiende por aquella incidencia potencial, que no está relacionada directamente a la actividad, sino que suelen ser un resultado indirecto o posterior a un evento volcánico directo.

Lluvia ácida

Se considera que el agua de una lluvia es físico-químicamente normal cuando no presenta contaminación por actividades industriales o naturales y está en equilibrio con el CO₂ atmosférico a una concentración y presión normal, por lo que es levemente ácida debido a la formación de ácido carbónico (pH alrededor de 5.6). Sin embargo, los gases volcánicos y los aerosoles (coloides de partículas sólidas o líquidas suspendidas) cáusticos que se escapan hacia la atmósfera, reaccionan con el agua de los ríos y los lagos para formar ácidos, o puede reaccionar con la humedad de la atmósfera, que actúa como núcleos de condensación, para producir lluvia ácida (pH <5.65). Así el dióxido de azufre (SO₂) forma ácido sulfúrico (H₂SO₄), el sulfuro de hidrógeno (H₂S) reacciona y forma un hidroácido llamado ácido sulfhídrico (H₂S), el cloruro de hidrógeno forma el ácido clorhídrico (HCl), el fluoruro de hidrógeno el ácido fluorhídrico (HF) y el dióxido de nitrógeno (NO₂) reacciona con el agua forma ácido nítrico (HNO₃). La precipitación llega a formar ácidos fuertes de gran impacto en el ambiente, así como ácido carbónico y otros ácidos débiles, de impacto menor. Todos ellos ocasionan corrosión, daños a la vegetación y, aún en concentraciones muy bajas, son nocivos para los ojos, piel y el sistema respiratorio de humanos y animales.

La precipitación ácida puede acelerar la lixiviación de nutrientes y metales pesados del suelo forestal y afectar el follaje de los árboles; en el ser humano pueden producirse molestias en la piel y ojos e irritaciones intestinales, principalmente en niños y ancianos; sin embargo, no provoca daños irreversibles si se atiende a tiempo.

Otro de los efectos de lluvia ácida es el daño causado a los edificios con enchapado de travertinos y monumentos de piedra caliza o mármol, dado que los componentes azufrados reaccionan con el carbonato de calcio de la caliza o del concreto, convirtiéndolo en yeso, un material de muy fácil disolución. También el acero, la pintura y otros materiales de construcción o los automóviles son afectados por los efectos de este tipo de contaminación natural.

En el Turrialba se determinó, por ejemplo, que la lluvia ácida causó diversos problemas de salud a comienzos, incluso antes de iniciar su período eruptivo, es decir desde 1995. Allí se estableció una primera zona de impacto, de 2.5 km de ancho por 3.5 km de largo, hasta la quebrada Paredes y el inicio del cañón del río Toro Amarillo (Duarte y Fernández, 2011). En agosto del 2007, el área con lluvia ácida alcanzaba hasta la finca La Central (2.3 km al SW de la cima) y alrededores, mientras que desde noviembre del 2007 se prolongó mucho más allá hacia el sector SW y SSW con pH cercano a 5 hasta una distancia de 4.5 km. Para inicios del 2012, el olor a “azufre” (en realidad H₂S) era muy notorio no solo en los flancos del Turrialba, sino que se extendía hasta la cima del Irazú, alrededores de San Juan de Chicué y Llano Grande de Cartago (Soto, 2012b; Manen, 2014).

Durante el 2018 y el 2019, el Lic. Erick Ortíz Apuy, el M.Sc. José Pablo Sibaja Brenes y el Laboratorio de Química de la Atmósfera (LAQAT-UNA) realizaron mediciones a 4 muestras de agua de lluvia recolectadas en el PNVT. Las muestras tuvieron una variación en el pH entre 3.95 y 5.60. El 22 de agosto del 2018 se colectaron 2 muestras, una correspondiente al camper, con un pH ácido de 3.95, con una concentración de Cl^- de 48 ± 1 mg/L y de SO_4^{2-} de 4.0 ± 0.1 mg/L. Otra muestra se recolectó en el mirador del volcán, con un pH de 5.60 y concentraciones de: Cl^- (3.1 ± 0.1 mg/L) y SO_4^{2-} (17 ± 1 mg/L). Entre La Central y el mirador existe una distancia aproximada de 2 km. El tener mayores concentraciones de los aniones y un pH más bajo a una mayor distancia del cráter activo son evidencia de la reacción y del transporte de sustancias en sentido suroeste, como resultado de las corrientes de viento (Ortiz, 2020).

Por otra parte, en Costa Rica, los vientos con alturas superiores a los 3000 m soplan predominantemente desde el NE durante todo el año. En la vertiente del Pacífico en alturas inferiores se dan algunas variaciones en la época lluviosa (temporales del Pacífico), donde a nivel y por encima del cráter del Turrialba el viento proviene del SW, W y NE por varios días consecutivos. Lo anterior es el principal motivo que hace que los productos de las actividades exhalativas sean arrastradas por el viento hacia el W durante la mayor parte del año (Zárate, 1988; Paniagua y Soto, 1988). Durante la estación seca (diciembre a marzo), en el Valle Central Occidental y en las zonas del macizo del volcán Turrialba, vientos se desplazan del mar Caribe hacia el Pacífico, provenientes del noreste con una dirección predominante de 80 grados (Zárate, 1988). Para esta época, las zonas más proximales al cráter tendrían una amenaza de media a muy alta, siempre con tendencia SW.

Una zonificación de la lluvia ácida es presentada con base en los registros históricos Duarte y Fernández (2011), Soto (2012b) y Manen (2014). Con base en estos datos y otros inéditos (frecuencia y sectores de impacto con $\text{pH} < 5.65$), se zonificó los efectos de la lluvia ácida, incluyendo los casos casuales y el olor a gases volcánicos, aunque no siempre se reflejan en efectos directos negativos o prolongados en la agricultura, ganadería o los seres humanos, fundamento de un mapa de peligro volcánico (Fig. 4.22 y 4.23).



Fig. 4.22: Efecto de la lluvia ácida del Turrialba sobre la vegetación (setiembre 2018).

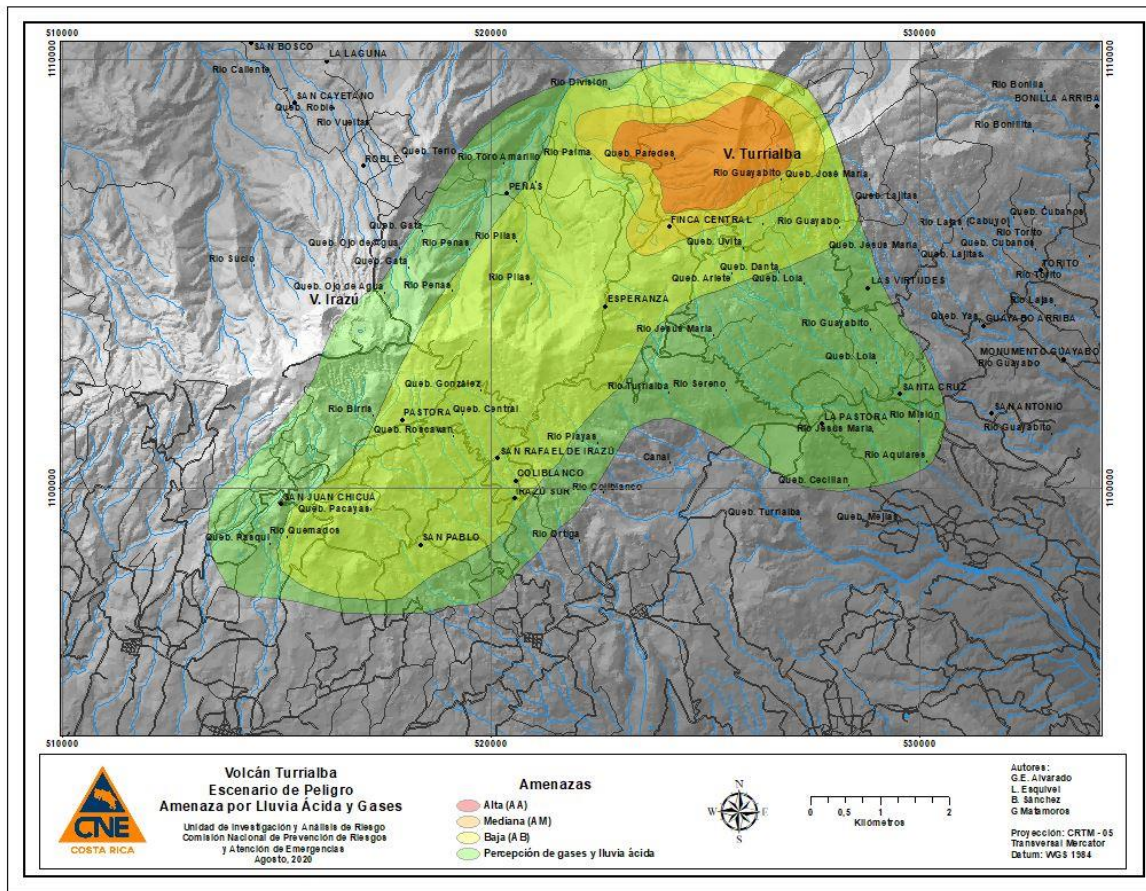


Fig. 4.23: Mapa de peligrosidad por lluvia ácida, similar al de gases.

Avalancha de escombros volcánica y deslizamientos menores

El colapso de un sector del edificio volcánico y la generación de un megadeslizamiento ($> 0.1 \text{ km}^3$), conocido como avalancha de escombros volcánica (*volcanic debris avalanche*), debido a la presión interna de gases volcánicos o intrusión, terremoto u otros factores de inestabilidad de laderas, no ocurren muy frecuentemente, pero son acompañados por destrucción a gran escala. Dado su largo período de recurrencia (por lo general una o dos veces en la vida de un volcán), en donde un evento en cada volcán se presenta cada varios miles de años (Siebert, 1996), no se suelen incluir en el mapa de peligrosidad volcánica.

Resulta probable que el sistema de fallamiento del Turrialba pueda favorecer en un futuro nuevas avalanchas de escombros volcánicas, debido a que los movimientos de las fallas podrían generar más levantamientos o zonas de alto fracturamiento y extensión favoreciendo estos procesos de colapso hacia el NE y eventualmente hacia el SW del edificio volcánico en donde se presenta una alta densidad de fracturamiento y fuerte hidrotermalización. Los esfuerzos de compresión posiblemente han generado fallas inversas

secundarias con orientación aproximada E-W y un proceso de domificación (plegamiento) progresivo.

Los trazos morfoestructurales del cráter SW o Activo visto con binoculares, sugieren que sus paredes internas presentan gran cantidad de fracturas verticales de primer orden, de longitud decamétrica y otras de segundo orden oblicuas, e incluso posibles estrías y escalones de falla, al parecer no originados por la escorrentía superficial. Todo ello sugiere un alto grado de fallamiento y fracturamiento en dicho sector cratérico, justo en donde en el presente período eruptivo se han formado varias bocas eruptivas (Calvo *et al.*, 2019). Aunado a esto, la hidrotermalización de los materiales se ha visto favorecida por la densa fracturación que dio paso a los fluidos volcánicos, no solo en el cráter Activo sino en su flanco SW. Todos estos factores podrían contribuir al despegue y formación del colapso sectorial o caldera de avalancha en el flanco SW del Turrialba.

El sismo de Capellades del 30 de noviembre de 2016 (M_w 5,5, Linkimer *et al.*, 2018), asociado con la falla Liebres (Fig. 1), ocurrió muy cerca de este anfiteatro. La falla Liebres de rumbo NNW parece ser continuidad de la falla Blanquito, mientras que en forma transversal y en el anfiteatro pasa la traza de la falla Capellades de rumbo NE; estas fallas son predominantemente de rumbo dextrales y con orientación NW (Montero y Alvarado, 1995; Linkimer *et al.*, 2018). Tras la ocurrencia de dicho terremoto, se replanteó que la posible causa de dicho colapso hace 17 ka (caldera de avalancha de Coliblanco, Fig. 2.7 y 2.11), pudo ser un paleoterremoto, donde los esfuerzos imperantes en el Turrialba permiten explicar, también, aspectos relacionados con dicho colapso sectorial. Otra caldera de avalancha la de Los Bajos, Fig. 2.8). Un recalcu del potencial sísmico estimó una magnitud máxima M_w 6,2 para la falla Ariete y M_w 6,0 para la falla Elia, basados en las relaciones empíricas (Calvo *et al.*, 2019).

Un estudio a modo de evaluación preliminar sobre la estabilidad del volcán, con la limitante de escaso trabajo de campo y de datos geotécnicos, estableció que existen dos sectores del flanco SW del Turrialba, con posibilidad de deslizamiento (Arias, 2020):

1. En dirección N60°W medido desde el cráter Activo, de amenaza muy baja, debido a la inexistencia de poblados cercanos en esta dirección y a la corta distancia recorrida que podría ser de algunas decenas de metros.
2. El otro como avalancha de escombros volcánica en dirección S45°W; de amenaza baja dada su probabilidad, pero de efectos importantes en el caso de ocurrir debido al volumen de material desprendido y el eventual daño a poblados cercanos, especialmente La Central (2 km SW del volcán) debido a la posible longitud de recorrido de la avalancha. Además, poblados como Coliblanco y La Pastora pueden verse afectados si los factores favorecieran el recorrido de la avalancha.

Los deslizamientos menores, como los que suelen ocurrir durante lluvias y terremotos, son más frecuentes y se han dado algunas veces en tiempo histórico en el propio macizo del Turrialba. Particularmente, se registraron varios deslizamientos en el escarpe de la caldera de avalancha de Coliblanco y varios de los ríos que de allí descienden, asociados con el sismo de Capellades del 2016 (Linkimer *et al.*, 2018). Estos deslizamientos pequeños

no son objeto de estudio en los trabajos de amenaza volcánica por ser parte del campo de la geotecnia o de la geología. Sin embargo, el mirador del cráter Activo del Turrialba presenta una inestabilidad menor que merece precaución hacia los visitantes y los deslizamientos en la ladera externa del cono que contiene el cráter Activo.

Lahares

Los flujos de lodo o lahares son corrientes de detritos volcánicos (rocas y sedimentos), componentes orgánicos (vegetación, animales) y antrópicos mezclados con agua que descienden por los canales de los volcanes durante las erupciones o incluso en períodos pos-eruptivos o de calma total. Pueden ser disparados por lluvias torrenciales, deshielo, erupción de un lago cratérico, terremotos, deslizamientos saturados en agua y varios otros procesos menos frecuentes. Estos eventos son extremadamente destructivos y han causado cuantiosas pérdidas de vidas humanas y animales, así como daños en el mundo a la infraestructura, ambiente y la economía en general en diversas partes del Mundo.

En tiempo histórico se han presentado lahares asociados principalmente con las erupciones de 1864-1866 (Soto, 2012b; Alvarado *et al.*, en revisión) y durante el último período eruptivo (2010-2020), particularmente en los años 2014-2017, que fue justamente cuando más ceniza se precipitó. Lahares bajaron por la quebrada Paredes en noviembre del 2014 (Fig. 4.24), 16 de octubre del 2015, 22 de setiembre y 13 de noviembre del 2016, los más notorios del 2016 llegaron a los ríos Toro Amarillo y Sucio con la muerte de peces. El 20 de agosto del 2017 nuevamente bajo una corriente de agua y piedras por la quebrada Paredes que dejó aislados a 11 turistas en el lugar conocido como La Silvia (Ruiz *et al.*, 2015; Alvarado *et al.*, 2016a, Campos y Alvarado, 2018; recortes de prensa y medios noticiosos).

Reagan (1987) y Soto (2012b), por ejemplo, reportan algunos depósitos pobremente seleccionados de menos de 2 m de espesor que los relaciona como asociados la erupción de 1864-1866, los cuales se encuentran como parches a lo largo de los bancos aluviales de los ríos Aquiares, cerca del poblado del mismo nombre, así como los ríos Guácimo y Roca, unos 7 km al norte de la cima del Turrialba. Del mismo modo, Alvarado *et al.* (en revisión) interpretan que en las partes altas de la cuenca del río Sucio pudieron nacer lahares diluidos debido a la caída de cenizas. Soto (2012b) presume que los ríos Toro Amarillo, Mercedes, Elia, Roca, Guácimo, Guayabo, Guayabito, Aquiares y Reventazón pudieron registrar lahares asociados a este período eruptivo, aunque no existen evidencias históricas ni depósitos que sean correlacionables; claro está, resulta factible que se hayan presentado.

Los cuadros 4.8 y 4.9 presentan los ríos por donde han bajado lahares concentrados hasta diluidos asociados con las erupciones históricas (Fig. 4.24).

Cuadro 4.8: Ríos por donde posiblemente bajaron lahares asociados con las erupciones de 1864-1866.

| Río/quebrada | Descripción | Referencia |
|---------------------|--|---------------------------------------|
| Sucio | Lahares diluidos que llegaron al actual Puerto Viejo de Sarapiquí según recuentos históricos | Alvarado <i>et al.</i> (en revisión.) |
| Paredes | | Alvarado <i>et al.</i> (en revisión.) |
| Aquiares | Posibles (?) depósitos preservados en las riveras | Reagan (1987), Soto (2012b) |
| Guácimo | Posibles (?) depósitos preservados en las riveras | Soto (2012b) |
| Roca | Posibles (?) depósitos preservados en las riveras | Soto (2012b) |

Cuadro 4.9: Ríos por donde se reportó que bajaron lahares diluidos asociados con las erupciones del período eruptivo 2010-2020.

| Fecha del reporte | Río o quebrada afectado | Comentario |
|--------------------------|--------------------------------|---|
| 04-11-2014 | Paredes | |
| 16-11-2015 | Paredes | |
| 24-4-2016 | Toro Amarillo | Contaminado por cenizas |
| 07-7-2016 | Toro Amarillo y Sucio | Efectos a más de 15 km de la cima |
| 22-9-2016 | Paredes | |
| 27-9-2016 | Toro Amarillo | Muerte de peces por gran cantidad de sedimentos, que alcanzaron a más de 28 km desde la cima, en San Rafael de Pococí (4 km al NNW de Guápiles) |
| 29-9-2016 | Sucio | Reporte por vecinos de Sarapiquí |
| 01-10-2016 | Toro Amarillo y Sucio | A más de 35 km de la cima |
| 13-11-2016 | Paredes | |
| 20-8-2017 | Paredes | 11 turistas temporalmente aislados |



Fig. 4.24: Troncos dejados por los lahares en la quebrada Paredes a inicios de noviembre del 2014.

El Cuadro 4.10 presenta los ríos y quebradas tomados en cuenta por los principales estudios de peligro volcánico del Turrialba. Incluye tanto eventos históricos como cauces propuestos a ser afectados en el futuro. En letra negrita se resaltan los ríos y quebradas que, con seguridad, presentaron históricamente reportes de lahares (concentrados o diluidos) durante los dos pasados eventos eruptivos históricos. De los cuadros citados se desprende que en los dos pasados eventos eruptivos, los lahares no tuvieron mayores consecuencias. Claro, cuando se registró el evento del siglo XIX, la población e infraestructura a nivel nacional era claramente menor, pero en la actividad del 2014-2017 los efectos de los lahares fueron prácticamente nulos a la economía nacional, aunque sí afectaron las actividades a escala muy local.

Cuadro 4.10: Ríos y quebradas tomados en cuenta por los principales estudios de peligro volcánico del Turrialba. Incluye tanto eventos históricos como cauces propuestos a ser afectados en el futuro. En negrita, los ríos y quebradas en los que histórica y comprobadamente existen reportes de lahares (concentrados o diluidos) durante los dos pasados eventos eruptivos históricos.

| Río/quebrada | Soto Paniagua (1986) | y Jerez Cline (1990) | y Soto (2012b) y Sjöjohm (2013) | Ruiz <i>et al.</i> (2015) | Número de veces propuesto |
|----------------------|-----------------------------|-----------------------------|--|----------------------------------|----------------------------------|
| Hondura | | | | + | 1 |
| Sucio | | | | + | 1 |
| Corinto | | | | + | 1 |
| Blanco | | | | + | 1 |
| División | | + | | | 1 |
| Paredes | | + | | + | 2 |
| Palma | | + | | | 1 |
| Toro Amarillo | + | + | + | + | 3 |
| Mercedes | + | + | + | + | 4 |
| Elia | + | | + | | 2 |
| Guácimo | + | | + | + | 3 |
| Dos Novillos | + | | | | 1 |
| Destierro | + | | | | 1 |
| Roca | | + | + | | 2 |
| Pascua | | | | + | 1 |
| Linda | | | | + | 1 |
| Bonilla | + | | | + | 2 |
| Reventazón | | + | | + | 2 |
| Caño Seco | | | | + | 1 |
| Guayabo | | | + | + | 2 |
| Guayabito | | + | + | + | 3 |
| Aquiáres | + | + | + | + | 4 |
| Ariete | | | | + | 1 |
| Turrialba | + | | | + | 2 |
| Tiribí | | | | + | 1 |
| Arriaz | | | | + | 1 |
| Páez | | | | + | 1 |
| Sta. Emilia | | | | + | 1 |

Entonces, en un futuro, los lahares van a estar preferentemente direccionados hacia los afluentes del río Toro Amarillo en el caso de un período eruptivo moderado a bajo (VEI 1-2). En el caso de una erupción de mayores proporciones (VEI >2), los lahares se van a disparar por los cauces de los ríos que descienden hacia donde haya caído una cantidad abundante de ceniza, por lo anterior, van a depender del tamaño de la erupción (altura y cantidad de ceniza) y de la dirección predominante de los vientos y de los niveles de precipitación pluvial en ese momento.

En primer orden de probabilidad, los ríos que serán más afectados serían el Toro Amarillo y el Sucio. Le siguen en orden de probabilidad, los ríos Mercedes, Guácimo, Guayabito y Aquiares, entre otros. Pero claro está, todo va a depender del tamaño de la erupción y de la dirección de la columna eruptiva transportada por los vientos imperantes y las condiciones meteorológicas en ese momento.

Puesto que los efectos de los lahares son relativamente predecibles y, por consiguiente, es posible realizar acciones y obras para minimizarlos y bajar la vulnerabilidad. Entre las medidas están las siguientes:

- a) Vivir y construir alejados de los cauces y zonas de inundación de los ríos, respetando la zona de restricción de construcción.
- b) No acercarse al cauce de un río cuando hay temporales, erupciones volcánicas ni terremotos cercanos, además de estar alerta si se vive cerca, incluso en quebradas presuntamente “secas”.
- c) En aquellos cauces frecuentados históricamente por lahares y que puede haber infraestructura vital y vidas humanas en juego, se recomienda tener un sistema de alerta para crecidas o lahares y ciertas medidas ingenieriles preventivas, aunque estas suelen ser onerosas.
- d) No realizar actividades recreativas en quebradas (secas o con agua discurriendo), particularmente si no se tiene una visión del entorno aguas arriba y si su ruta de evacuación es larga y difícil.

Los cuadros 4.8 a 4.10 ayudan a ponderar con orden de importancia la eventual peligrosidad que se presenta en la Fig. 4.25.

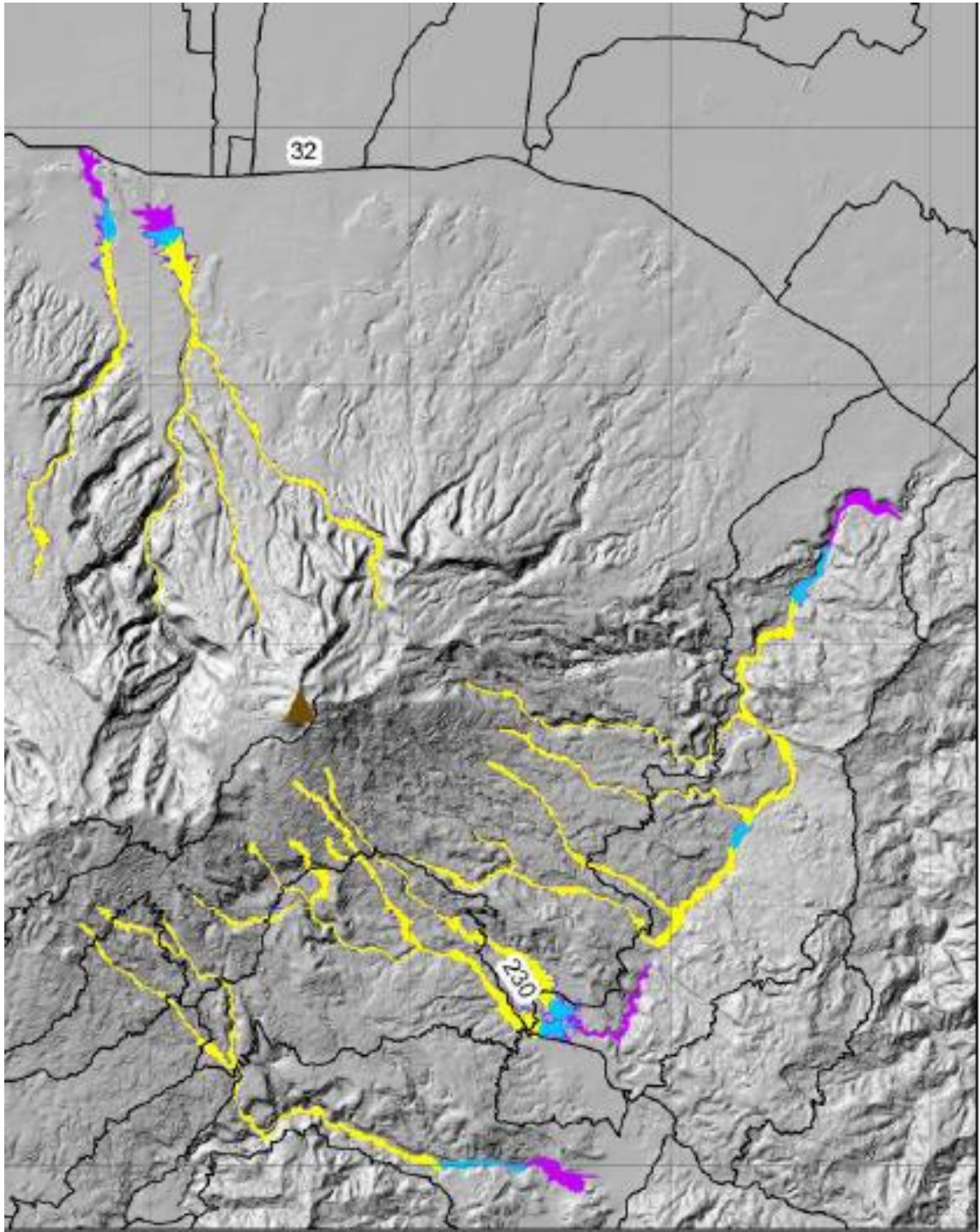


Fig. 4.25: Principales ríos que podrían ser potencialmente afectados por lahares en un futuro período eruptivo (Ruiz *et al.*, 2015).

5. VIGILANCIA VOLCÁNICA

Vislumbrar con anticipación una erupción volcánica constituye un reto enorme para los científicos, puesto que los volcanes continuarán siendo, en su mayoría, impredecibles; aun así, se debe de continuar con la vigilancia volcánica a partir de las observaciones directas e instrumentales, para buscar manifestaciones o patrones potenciales que puedan ayudar a pronosticar la inminencia de una erupción importante. Actualmente, se cuenta con herramientas poderosas para la detección en tiempo casi real de cambios en la microsismicidad volcánica, sensores de infrasonido, la deformación cortical del edificio volcánico, la temperatura en los flujos y la composición de los gases y aguas, tanto directamente en el volcán, como por medio de imágenes de sensores remotos (fotografías, videos, imágenes satelitales, espectrómetros ópticos ultravioleta, sensores infrarrojos, drones, sondas electroquímicas, etcétera).

Dentro de los principales sistemas de vigilancia volcánica, se tiene en orden prioritario:

- a) La sismología y el infrasonido,
- b) La geoquímica de fluidos (gases y aguas termominerales)
- c) La geodesia y sus métodos complementarios (GPS, InSAR, inclinómetros, distanciómetros),
- d) Los estudios geofísicos diversos,
- e) Sensores remotos (fotografías aéreas, sensores infrarrojos, webcams, imágenes de satélite, drones)
- f) La observación visual.

Estas tecnologías de punta, unidas a la historia del volcán, ayudan a establecer las zonas de amenaza y los planes de contingencia. Sin embargo, son muy pocos los volcanes que cuentan con todos estos métodos de vigilancia en tiempo real.

Dentro del contexto de la investigación y la vigilancia de los volcanes, se requiere disponer de líneas bases con suficientes datos geoquímicos, recolectados en forma sistemática y por lapsos de tiempo suficientemente largos, de modo que la información sea adecuada para estudiar y comprender mejor el comportamiento geodinámico de los volcanes.

Por otra parte, el estudio de cambios en la composición y nivel de emisión de materiales volcánicos y calor hacia la superficie es de crucial importancia para la adecuada vigilancia, ya que estos constituyen indicadores de variaciones en las condiciones de los sistemas magmático-hidrotermales presentes en los volcanes. Así mismo, estos estudios podrían ofrecer la oportunidad de percibir en un tiempo oportuno algún potencial peligro asociado con la actividad volcánica, lo cual permitiría una mejor capacidad de respuesta y preparación adecuada para minimizar el impacto sobre asentamientos humanos, infraestructura y comercio, entre otros.

En su mayoría, las técnicas de vigilancia volcánica comprenden diversos métodos, entre los que hay que señalar como principales los siguientes (Alvarado *et al.*, 2014):

- *Sismología volcánica*: Para analizar la información sísmica se cuenta con estaciones sismológicas y de infrasonido, que registran y envían señales permanentemente a los observatorios, así como equipos portátiles, instalados durante crisis sismovolcánicas. Durante las etapas que preceden a una erupción, suelen originarse numerosos tipos de temblores, producidos por la intrusión de magma que asciende en el conducto volcánico que alimenta el volcán, por el movimiento de gases o por la fracturación de las rocas. Estas continúan siendo una de las herramientas más valiosas para la vigilancia dado que permite tener una idea de los procesos que están ocurriendo dentro del volcán. La sismología es una especialidad de la geofísica, que se describe adelante.

- *Geoquímica de aguas, gases, aerosoles y cenizas volcánicas*: Los gases emitidos por un volcán varían en proporción y en volumen con la profundidad del magma. Medir la composición (en el campo y en laboratorio) y el flujo de estos, da información sobre la dinámica del magma. Además, estos gases reaccionan con el agua meteórica y las rocas, por lo que vigilar la composición de las aguas de los lagos cratéricos y de las fuentes termales, también aporta datos valiosos sobre la dinámica entre el sistema magmático e hidrotermal del volcán. Así, los gases y aguas aportan información valiosa sobre si es el sistema hidrotermal o magmático es el que predomina en un determinado periodo de la historia del volcán. En los últimos años y gracias a los recursos financieros del Transitorio I de la Ley Nacional de Emergencias y Prevención del Riesgo 8488, el OVSICORI-UNA ha desarrollado plataformas instrumentales para el monitoreo permanente en tiempo cuasi real de la composición y flujo de gases volcánicos en Turrialba y otros volcanes como el Poás (SO₂: DOAS; CO₂, SO₂, H₂S, H₂O: MultiGAS). También un sistema de alerta tiempo real permanente para el monitoreo de concentraciones insalubres de SO₂ en el área del Mirador donde se concentran visitantes y los guardaparques.

Las concentraciones de SO₂ y de aerosoles volcánicos (PM1, PM2.5, PM10) presentes en el aire ambiente de Vásquez de Coronado, pero originados en los volcanes Turrialba y Poás, son monitoreados en tiempo real por los analizadores de fluorescencia y el sensor láser de la Estación de Monitoreo de Gases y Aerosoles Volcánicos que el OVSICORI-UNA, la cual opera viento arriba de la catedral de Coronado.

- *Geodesia*: Permite el conocimiento de la deformación de la corteza terrestre, debido a un cambio de volumen a profundidad. Se usan los Sistemas de Posicionamiento Global (*Global Positioning Satellite*: GPS) para localizar con precisión milimétrica un punto sobre la superficie de la Tierra por triangulación al utilizar el rastreo simultáneo de señales de varios satélites. Los distanciómetros son equipos topográficos basados en rayos láser que detectan cambios en la distancia de millonésimos de milímetro, mientras que los inclinómetros electrónicos son equipos sensibles a cualquier cambio en la pendiente de las laderas del volcán o su cráter. La interferometría de radar de apertura sintética (conocida por su abreviación en inglés como InSAR) es igualmente una técnica usada para medir deformación, debido a las variaciones en la distancia del terreno al sensor. En el caso de los volcanes, se le utiliza a partir de imágenes satelitales o mediante un vehículo aéreo no tripulado (drone o UAV: *Unmanned Aerial Vehicle*) para detectar pequeñas variaciones topográficas debidas a

la inflación y deflación de una gran área. Con ello, se pretende detectar cambios de presión en profundidad (por ejemplo, una inyección de magma), para vigilar coladas de lava, la estabilidad de los flancos del volcán, etcétera. En general, con esta técnica se puede estimar los volúmenes en profundidad de un cuerpo magmático que está produciendo deformación.

- *Geofísica*: La geofísica estudia la estructura y la dinámica del interior del volcán. Por ejemplo, permite medir la variación de parámetros físicos (gravedad, intensidad del campo eléctrico o magnético) debido al movimiento de fluidos (gas, agua, magma) en la profundidad de la corteza. Una roca fundida es menos densa que una roca sólida, así pues, un cuerpo magmático no genera un campo gravitacional tan alto como el resto del edificio volcánico, lo que se puede medir con un microgravímetro. Del mismo modo, el campo magnético y el eléctrico de un cuerpo ígneo son diferentes y suelen contrastar con su medio en función de las propiedades (densidad, grado de fracturación, presencia de fluidos o agua, temperatura, etcétera). La sismología, previamente mencionada, es una especialidad de la geofísica.

- *Sensores remotos*: Mediante cámaras visibles y termográficas infrarrojas, de medición remota y en tiempo cuasi real, se pueden tener imágenes visibles y de temperaturas. Permite mapear zonas con flujo difuso de calor y fluidos y los cambios en el área: migración de un campo de fumarolas, variaciones en un lago volcánico como las células de convección por fumarolas subacuáticas, velocidad y gradientes de temperatura en coladas de lava durante su avance, así como deslizamientos en edificios volcánicos (fotogrametría), etcétera.

- *Observación visual en el campo*: La observación visual de los procesos volcánicos continúa siendo relevante, dado que permite la verificación de fumarolas, hornillas o fuentes termales; grietas en el terreno, tipo y grado de la actividad eruptiva y secundaria, recolección de muestras, medidas directas de temperatura y acidez, cambios en el nivel o flujo de fluidos, entre otras.

Desde hace casi 5 décadas, diversas instituciones se han mantenido observando, documentando e investigando sobre la actividad de los volcanes del país, entre ellos el volcán Turrialba. En vista de la reciente preocupación de los pobladores en los alrededores del Turrialba, y de las autoridades, e instituciones, proyectos, infraestructura y líneas vitales de interés nacional, la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), la Red Sismológica Nacional (RSN:UCR-ICE), el Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Costa Rica Universidad Nacional (OVSICORI-UNA), procesan toda la información y realizan reuniones periódicas (al menos una vez a la semana) con boletines técnicos diarios y semanales, así como de eventos volcánicos extraordinarios. El Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC), a través de sus Áreas de Conservación, particularmente el personal del PNVT Turrialba, informan si existe alguna anomalía en el cráter del volcán y su actividad. El Laboratorio de Química de la Atmósfera (LAQAT-UNA) junto con el Instituto Meteorológico Nacional (IMN), por su parte, emiten un comunicado diario en las primeras horas de la mañana, sobre el modo de dispersión de cenizas y gases, en el caso de darse eventos volcánicos importantes.

En este sentido, el estudio y monitoreo sistemático de la sismología, la deformación y la geoquímica de fluidos volcánicos recolectados en el volcán Turrialba han resultado cruciales para el monitoreo de los procesos magmáticos e hidrotermales, que ocurren en su

interior. La observación directa de las erupciones ocurridas a finales del siglo pasado e inicios del presente, pero en particular las del 2010 al 2020, amparadas a datos de calidad aportados por la vigilancia volcánica, han permitido distinguir algunas señales precursoras del inicio de una erupción relativamente importante. Las erupciones pequeñas sobre todo en sistemas abiertos y dinámicos como el Turrialba, desde el punto de vista vulcanológico, aunque no necesariamente para las personas, resultan más difíciles de pronosticar y más aún de predecir, sin embargo, un gran avance se ha logrado en el caso del volcán Turrialba, el cual evolucionó en los últimos 150 años desde un sistema cerrado en reposo hasta un sistema abierto con desgasificación persistente.

Actualmente, en el Laboratorio de Geoquímica Volcánica (OVSICORI-UNA), se realizan rutinariamente análisis químicos de:

- a) Composición y concentración de gases ácidos en fumarolas y condensados de fumarolas (H_2O , SO_2 , H_2S , CO_2 , HCl , HF) mediante técnicas de cromatografía de iones y técnicas clásicas de química húmeda como la titulación potenciométrica ácido-base.
- b) Composición y concentración de gases inertes en fumarolas (N_2 , H_2 , O_2 , He , Ar , CO , CH_4) mediante cromatografía de gases.
- c) Acidez (pH), conductividad eléctrica, salinidad, y concentraciones de iones mayoritarios y metales de origen magmático o provenientes de la interacción gas-agua-roca de condensados fumarólicos, lagos cratéricos, fuentes termales, quebradas, ríos, lluvia, y lixiviados de cenizas. Estos parámetros fisicoquímicos se miden utilizando técnicas potenciométricas, cromatografía de iones microboro con detección de conductividad eléctrica suprimida y plasma con espectroscopía de masas (ICP-MS).
- d) Mercurio volcanogénico en suelos, agua, líquenes, bromelias, tilansias, cenizas, cabello y uñas humanas recolectados en las inmediaciones de los volcanes con fumarolas y solfataras.
- e) Mediciones discretas de la concentración de SO_2 en el aire ambiente, en los alrededores de los cráteres activos de los volcanes que presentan fuerte desgasificación, mediante el uso de filtros pasivos y muestreadores activos para medir el nivel de dispersión de la pluma volcánica y el potencial de impacto sobre el ambiente y el ser humano.

Si se desea obtener más información, se recomienda consultar o ingresar a los siguientes sitios web:

<http://www.cne.go.cr>

<http://www.ovsicori.una.ac.cr/>

<https://www.facebook.com/OVSICORI>

https://twitter.com/OVSICORI_UNA/

<http://www.observatorioambiental.una.ac.cr/>

<http://www.rsn.ucr.ac.cr/>

<http://www.facebook.com/RSN.CR>

<https://twitter.com/RSNcostarica>

6. DISCUSIÓN

El concepto de peligrosidad volcánica engloba la probabilidad de que un evento o conjunto de eventos que se producen en un volcán, pueda provocar daños a personas o bienes expuestos, e incluso se debe de extender a la fauna y flora, más considerando que se una buena parte es parque nacional. Los procesos volcánicos peligrosos que pueden ocurrir y que, principalmente, puedan afectar las obras y las personas en cuestión, son: caída balística de bombas y bloques, lluvia de cenizas, coladas de lava, corrientes de densidad piroclástica, gases volcánicos y temblores. Otros procesos eruptivos, como formación de calderas (de colapso sectorial o con ignimbritas asociadas) poseen una baja probabilidad en el corto plazo, pero nunca es nula.

Resulta igualmente relevante, la frecuencia relativa de cuántas veces se han presentado estos eventos de manera importante en dicho lapso (Cuadro 6.1).

Cuadro 6.1: Síntesis del grado de importancia relativa de la peligrosidad extracraterica (fuera de los límites del cráter) con base en la actividad histórica alrededor del volcán Turrialba (2010-2020).

| Peligro | Frecuencia relevante en dicho lapso | Área afectada (km²) en forma severa | Daño en agricultura y ganadería | Daño infraestructura | Efectos en personas | Grado de importancia relativa |
|---|--|---|--|-----------------------------|----------------------------|--------------------------------------|
| Gases volcánicos | 12 | 10-50 | Leve (ver lluvia ácida) | Similar a la lluvia ácida | Moderado a bajo | Moderado |
| Coladas de lava | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Flujos piroclástico (CDPd) | 3-4 | <1 | 0 | 0 | 0 | Bajo |
| Caída de cenizas | Centenares de veces | 50-400 | 40-60 % | Bajo a muy bajo | Bajo | Alto |
| Balística | 3 | <0.7 | 0 | Bajo | 0 | Moderado |
| Terremotos tectónicos | Baja y de poca magnitud | 0 | 0 | 0 | 0 | Bajo |
| Deformación | Baja | Baja | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Formación de nuevos focos extra caldérico | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Lluvia ácida | Frecuente | 10-40 | 30-70 % | Bajo | Moderado a bajo | Moderado |
| Deslizamiento | Bajo | <0.1 | 0 | 0 | 0 | Bajo |
| Avalanchas | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 | 0 |
| Lahares | 10 | 1 | 0 | 1 | 0 | Moderado |

En concreto, los efectos de la lluvia ácida y los gases entre La Central y más allá de la quebrada Paredes (La Silvia, Cajón Blanco) es un factor que debe de tomarse en cuenta, dado que, aunque la actividad eruptiva es baja en la actualidad, no así la actividad exhalativa que puede continuar por un tiempo indeterminado (Fig. 6.1). La época del año en que se podrían dar valores de pH más ácidos en la lluvia, en la cuenca superior del río Toro Amarillo, sería cuando la influencia de los vientos del noreste (vientos alisios), se debilitan por la entrada de los vientos del oeste y suroeste, pero estos generalmente vienen acompañados con lluvias que ayudan a precipitar los gases del cráter, por lo que no se extiende su efecto que, a nivel local, provoca en el comportamiento direccional del viento por el edificio volcánico.



Fig. 6.1: Flanco SW del Turrialba en la cuenca de la quebrada Paredes (setiembre 2018), afectada por lluvia ácida y gases aún presente y las cenizas del período (2010-2020).

Del estudio queda claro, que la frecuencia eruptiva es mayor cuando se realiza un mejor detalle tefrocronológico en la cima, donde las erupciones pequeñas quedan registradas, con respecto a estudiar únicamente las grandes erupciones, que, aunque generan grandes daños, su recurrencia es menor. De hecho, el reciente período eruptivo demostró que aún erupciones pequeñas como las del 2010-2020, tiene efectos importantes locales (unos 5-10 km) en la agricultura, ganadería y la salud, pero igualmente importantes en la parte distante para la aviación comercial (importaciones, exportaciones) y el turismo.

Por su parte, en general, la mayoría de las erupciones importantes son precedidas por señales premonitoras que, si logran reconocerse y auscultarse adecuadamente, podrían brindar la oportunidad de tomar medidas pertinentes con respecto a eventos futuros. Sin embargo, para erupciones pequeñas, las señales premonitoras pueden ser muy tenues o complejas, e incluso inexistentes y, para ser interpretadas correctamente, pueden requerir de estudios muy cuidadosos y detallados, de acuerdo con el grado de conocimiento del estado actual del volcán, que puede ser en reposo, actividad exhalativa (salida copiosa de gases) o actividad eruptiva frecuente o permanente y del pasado eruptivo del volcán mismo.

Aunque una erupción subpliniana/pliniana ($VEI \geq 4$) no se visualiza a corto/mediano plazo, dado que se requiere de un tiempo prolongado para que la diferenciación química de del magma produzca fundidos más ácidos (dacitas o riolitas), o bien, la inyección de andesitas/basaltos ricos en volátiles (4-7 wt % H_2O), que puede desembocar en el despertar y erupción con desarrollo muy rápido en días a menos de 3 meses (Stix, 2018). En tal caso, tal y como lo propone White y McCausland, (2016), la instrumentación de vigilancia volcánica podría alertar sobre la presencia de eventos sísmicos volcanotectónicos distales ($d \leq 45$ km), así como posteriormente se puede hacer una estimación del volumen de magma inyectado utilizando la sismicidad y la deformación. Sin embargo, hay que tener precaución con la interpretación y confusión de eventos tectónicos con volcanotectónicos distales, particularmente en un medio volcánico muy fallado como nuestro contexto nacional.

Dentro de las amenazas volcánicas, tal como se dijo, no se contemplaron eventos catastróficos como pueden ser colapsos parciales del edificio volcánico, dado que son fenómenos eventuales y a largo plazo. Además, no se observan signos evidentes de inestabilidad de los flancos como para genera un megadeslizamiento del tipo avalancha de escombros volcánica (*volcanic debris avalanche*).

Referente a las grandes obras ICE, tales como las centrales hidroeléctricas Reventazón y Angostura, todos los estudios de peligro volcánicos realizados con anterioridad, incluyendo aquellos efectuados por personal especializado del ICE en su momento (ver Cuadro 1.1) y la presente actualización, indican que la peligrosidad para ambas grandes obras es baja a muy baja durante su período de vida útil, estando principalmente restringida a caída de algo de ceniza y eventualmente lahares; otros eventos poseen aún una probabilidad mucho menor, pero nunca cero. En tal caso, al estar el volcán Turrialba entrando en una aparente fase de dormitar y atendiendo a que su próximo reactivar, una vez que se duerma plenamente, quizás sería hasta el próximo siglo (siempre y cuando mantenga su patrón), esto reduce aún más la peligrosidad, más atendiendo al período de vida de ambas obras.

Lo anterior, no obstante, conlleva a los siguientes cuestionamientos:

¿Qué se puede esperar en lo que resta del siglo y parte del entrante?

Los pocos y escuetos documentos dan cuenta que el Turrialba pudo presentar no solo una intensa actividad exhalativa entre 1847 e inicios de 1864, sino muy posiblemente también la salida esporádica y en pequeña cantidad de cenizas; es decir, un paulatino reactivar eruptivo. También, las dataciones de radiocarbono dan cuenta de otros eventos explosivos que

podieron darse entre los s. XVI e inicios del XIX, de los cuales apenas quedaron como briznas en la memoria de la historia escrita.

La actividad exhalativa y de cenizas casuales entre 1847 e inicios de 1864, al parecer fue similar a que presentó el Turrialba desde marzo del 2007 hasta setiembre del 2013 (Cuadro 6.2). La principal actividad eruptiva del siglo XIX se manifestó el 17 de agosto de 1864, a lo largo de todo el año 1865 y se extendió hasta al menos febrero y quizás marzo o incluso mayo de 1866 (al menos 18 meses). Entre junio de 1866 y 1881 (15 años) se reportó fuerte actividad fumarólica y quizás erupciones casuales y pequeñas de ceniza. En el siglo XXI, en cambio, la actividad climática fue entre el 29 de octubre del 2014 y el 19 de setiembre del 2016, ambas con lapsos similares (Cuadro 6.2).

El magma asociado con las erupciones de 1864-1866 es geoquímica (incluyendo las inclusiones fluidas) y mineralógicamente al de las erupciones del 2014-2015, es decir, en términos generales un magma básico (Di Piazza *et al.*, 2015; de Moor *et al.*, 2016; Rizzo *et al.*, 2016). Sin embargo, aunque en dichos trabajos dicen que parece ser el mismo magma, la duda se mantiene abierta de si el magma del siglo XIX es el mismo que el que erupió en la primera parte del siglo XXI (2010-2020). La cantidad y tipo de gas emitido por el Turrialba durante 2010-2020, sugiere la intrusión de un volumen (0.3 km^3), del mismo orden de magnitud que de la erupción 1864-1866, debido a que los magmas calcoalcalinos típicamente liberan aproximadamente un orden de magnitud más de gas que aquel suministrado por la cantidad de magma (De Moor *et al.*, 2016). Sin embargo, Muller (2018) estima un reservorio magmático de tan solo $<0.2 \times 10^{-1} \text{ km}^3$. Claramente, la cantidad de magma expulsado fue inferior en ambos eventos eruptivos.

Aunque el inicio de ambas erupciones en 1864 (o incluso antes) y el 2010 fue freatovolcaniano pobre en juveniles, seguido por freatomagmático rico en juveniles y hacia el final predominó el componente estromboliano; sin embargo, la fase estromboliana fue mucho más intensa (depósitos más espesos, gruesos y distribuidos) en la de 1866 con respecto al 2017. Quizás la elevada profundidad del cráter en el siglo XXI pudo inhibir de cierto modo, la salida de material más abundante y grueso.

En tal caso, los diferentes estudios utilizaron como modelo las diferentes fases, tipos y distribución de los productos eruptivos de 1864-1866, de lo que se podría esperar para reactivar del Turrialba (Reagan *et al.*, 2006, Soto, 2012b y Di Piazza, 2013), por lo que fue utilizado para la gestión del riesgo durante la crisis eruptiva del 2010 al 2020, particularmente al compararse con los productos del 2014-2015 (Di Piazza *et al.*, 2015; de Moor *et al.*, 2016; Rizzo *et al.*, 2016).

Aunque claramente resulta difícil establecer un pronóstico en lo que resta del presente período eruptivo (2010-2020...?), de cuánto tiempo va a continuar lanzando cenizas hasta entrar en una fase de dormir completamente. Pero si se toma como modelo el período eruptivo del siglo XIX, se determina que el volcán después del clímax de 1864-1866, duró varios años con actividad irregular, pero de poca magnitud o importancia, al grado que pasó prácticamente desapercibida y no generó daños en ese entonces. Se trató de una típica fase de dormir o somnolencia, es decir, dormir a medias. No fue sino hasta después de 1881 en

que el volcán finalmente se durmió presentando únicamente actividad fumarólica en su cráter Central y el Activo.

Viendo la frecuencia eruptiva del Turrialba para los últimos 1100 años, se pueden plantear dos hipótesis para su próximo reactivar, una vez que el volcán duerma: a) que se vuelva a activar en la segunda mitad del presente siglo como erupciones de poca monta o, b) que su próximo reactivar sea hasta el primer cuarto del siglo entrante (alrededor del 2125?)

Todo este modelo o patrón del siglo XIX al XXI apoya mucho que los últimos dos reactivares eruptivos del Turrialba fueron del tipo de agitación o despertar lenta (*slow unrest*), según lo define Stix (2018). Ello sugiere, a su criterio, que estos magmas, ricos en cristales (por lo tanto, más viscosos) y pobres en volátiles (<4 wt. % H₂O), se movilizan desde su reservorio profundo intermedio (quizás unos 10 km bajo el nivel de mar), debajo del Irazú, según Muller (2018), hasta llegar a un sistema de bombeo a través de una red complicada de fracturas y fallas, intruidas por el magma (diques, *sills* interconectados), que producen un avance lento del magma, muchas veces, con un reactivar eruptivo no tan violento en su fase inicial. Este tipo de proceso de despertar lento en el futuro, en el caso de repetirse, va a facilitar aún más el análisis y pronóstico para el próximo período eruptivo importante del Turrialba (quizás en la primera mitad del siglo XXII). Para ese entonces, el conocimiento de la vulcanología, los equipos y su tecnología, aunado a las experiencias previas, resumidas en el presente trabajo y en las citadas correspondientes a la reciente actividad eruptiva, servirán de una base mucho mejor que la gestión del riesgo.

Entonces, ¿cuándo y cómo se podría esperar que se presente el próximo período eruptivo? Nuevamente, tomando el registro trefrocronológico y la composición de los magmas en los últimos siglos (basálticos y andesítico basálticos), se puede asumir que, si el lapso de tranquilidad se extiende por más de un siglo, previo a su nuevo reactivar, posiblemente en la primera mitad del siglo XXII, muestre nuevamente signos premonitores por varios años o hasta décadas, similares a los que mostró entre 1996 y el 2009, es decir, con un incremento paulatino en las señales, que indiquen primero una alteración de la línea base del sistema hidrotermal y nivel de sismicidad, seguida por señales de ascenso de gases magmáticos mezclados con los hidrotermales, para finalmente, presentar un fuerte componente de gases juveniles y magmáticos (cf. Martini *et al.*, 2010; Conde *et al.*, 2014; De Moor *et al.*, 2016). Todo posiblemente desembocará en pequeñas erupciones freáticas o freatovolcanianas con poco aporte de componente juvenil en las cenizas, tal y como ocurrió en el presente siglo, hasta finalmente evolucionar a erupciones freatomagmáticas más violentas con fases estrombolianas (Alvarado *et al.*, 2016; Alvarado *et al.*, en revisión).

Puesto que varios de los eventos previos prehistóricos, dejaron un registro geológico mayor que los históricos (siglo XIX y presente siglo), se puede inferir que en el caso de un reactivar en el futuro, se pueda presentar un evento vulcaniano mayor o similar que los observados en tiempo histórico. El tipo de erupción, su lugar de ocurrencia y volumen de magma involucrado en ascenso, se podrán evaluar mucho mejor y, con base en ello, establecer los tipos de peligros esperados, ya sea aquellos contemplados en el presente estudio, o bien, modificar cada cierto tiempo en mapas dinámicos lo que se esté pronosticando en ese momento. En particular, se debe contemplar los lahares disparados por terremotos, deslizamientos o actividad volcánica.

Cuadro 6.2: Cuadro comparativo entre la actividad volcánica del Turrialba durante el siglo XIX con las de finales del siglo XX e inicios del XXI. Hay que tomar en cuenta en este cuadro que, con respecto al período eruptivo actual, las primeras señales premonitoras (sismicidad, nuevas fumarolas, cambios en la química de los gases), se dieron en marzo de 1996 hasta finales del 2009 (13,6 años), pero claramente, estos signos no pudieron notarse en el siglo XIX por la poca accesibilidad y la inexistencia de tecnología en vigilancia volcánica. Por ello, la comparación se hace tratando de ponerlos en el mismo plano.

| Proceso volcánico | Siglo XIX | Duración | Siglo XX y XXI | Duración |
|--|--|-----------------|---|-----------------|
| Señales premonitoras del despertar, actividad exhalativa y erupciones menores y aisladas | 1847- inicios 1864: Columna de gases vista desde la distancia, vegetación quemada (lluvia ácida y cenizas), llamas, ruidos | ~17 años | Marzo 2007-Octubre 2014: Columna de gases vista desde la distancia (marzo 2007), vegetación quemada (lluvia ácida y cenizas: 2010, 2011, 2012, 2013), llamas, ruidos, caída casual de ceniza en Cartago. Pero si se toma en cuenta que el despertar del Turrialba se dio a partir del 1996, entonces su duración sería mayor (13.6 años), aunque sin signos evidentes a la distancia | 6,5 años |
| Actividad eruptiva principal con caída de ceniza notoria en la capital | 17 de agosto 1864 - febrero (¿marzo o mayo?) 1866: Erupciones importantes con caída de cenizas en el Valle Central, Puntarenas y, quizás, Nicaragua. Se presentaron lahares. | ~18 meses | 29 octubre 2014-19 de setiembre 2016: Erupciones importantes con columnas de cenizas y caída de cenizas en el Valle Central de forma notoria. Se presentaron lahares | 22 meses |
| Actividad eruptiva baja y exhalativa | Junio 1866 - 1881 | 15 años | 20 setiembre 2016- agosto 2020...?: Columna de gases (intensa actividad exhalativa) y en ocasiones incandescencia vista desde la distancia, a veces ruidos, caída casual de ceniza en las cercanías y muy diluida en el Valle Central | ≥3.5 años |

¿Qué se ha hecho y qué se puede realizar para una mejor gestión del riesgo?

La *gestión del riesgo*, según la Ley N.º 8488, se entiende como aquel proceso mediante el cual se revierten positivamente las condiciones de vulnerabilidad de la población, los asentamientos humanos, la infraestructura, así como de las líneas vitales, las actividades productivas de bienes y servicios y el ambiente. Es un modelo sostenible y preventivo, al que se incorporan criterios efectivos de prevención y mitigación de desastres dentro de la planificación territorial, sectorial y socioeconómica, así como la preparación, atención y recuperación ante las emergencias.

Por ende, consiste en el enfoque sistemático y la práctica de manejar la incertidumbre para minimizar los posibles daños y pérdidas, incluidos la evaluación y el análisis de riesgo, así como la implementación de estrategias y acciones específicas para controlar, reducir y transferir riesgos. Debe ser ampliamente practicada por los entes gubernamentales y privados, así como las organizaciones, para minimizar el riesgo en la toma de decisiones en los proyectos de inversión, bien social, planificación y para abordar los riesgos operacionales tales como los de la interrupción del negocio, fallos en la producción, daños ambientales e impactos sociales. La gestión de riesgos es un tema central para el planeamiento territorial, así como las líneas y obras vitales (ISDR, 2009). Así, el riesgo puede ser efectivamente reducido por medio de una gestión del riesgo, que involucre una serie de medidas para reducir la vulnerabilidad (preparación, educación, información) y el valor vulnerable.

Durante los períodos en los cuales los volcanes están tranquilos o durmiendo, la gestión del riesgo debe incluir la elaboración, evaluación y actualización de los mapas de peligro volcánico, la zonificación territorial, el mejoramiento de los sistemas de vigilancia y alerta temprana, la elaboración y actualización de los planes de emergencia y simulacros de evacuación. Mientras que durante los períodos de inquietud volcánica o posible reactivar, se deben de activar los servicios de emergencia, mejorar la colaboración entre instituciones e instituciones científicas y el público en general. Finalmente, posterior a la crisis o desastre, se debe aprender de las lecciones, retornar a la normalidad y reconstruir la economía y la seguridad social y psicológica, así como establecer las áreas que no deben de habitarse (Sparks *et al.*, 2013). Desgraciadamente, dentro de la gestión del riesgo siempre hay que esperar lo inesperado.

Dentro de la política nacional de gestión del riesgo para el 2016-2030 está el contribuir a que el desarrollo y el bienestar de la población costarricense se logre de manera segura y sostenible, haciendo evidente los factores de riesgo inherentes y realizando la gestión prospectiva (Fig. 6.2), para fortalecer las capacidades de los diversos sectores de la sociedad, para la construcción de una cultura preventiva que reduzca la vulnerabilidad, evite las pérdidas y favorezca la recuperación efectiva ante los posibles eventos de desastres (CNE, 2015).

Para la gestión del riesgo volcánico, en particular, resulta importante: a) conocer la historia eruptiva, b) evaluar la amenaza potencial, c) hacer el seguimiento continuo (vigilancia o monitoreo volcánico), d) diagnosticar sobre el estado de actividad del volcán y, e) socializar y comunicar. Todos estos aspectos se han contemplado ampliamente desde hace varias décadas (ver Cuadro 6.3 y 6.4).

Para ello, se debe contar con planes de prevención y preparación para los desastres, que deben actualizarse continuamente, aunados a los planes de contingencia para el evento volcánico, en los niveles locales, regionales y nacionales, articulados dentro de la política de prevención y atención de desastres del país. Sobre ello, igualmente se ha venido trabajando por años, tanto en la CNE como diversas universidades.



Fig. 6.2: Pilares y ejes transversales de la política nacional de gestión del riesgo para el 2016-2030 (CNE, 2015).

Se debe de tener presente que la comunicación científica es diferente a la comunicación del riesgo. El geocientífico analiza, plantea el peligro y los pronósticos, mientras que la CNE y Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC) toman las decisiones técnicas, eso sí, junto con los profesionales del Comité Asesor Técnico (CAT) de Vulcanología e incluso invitados, cuando así lo amerita. En cualquier caso, para mitigar el riesgo volcánico en una región determinada, Ortiz (1996) opina que hay que responderse con claridad las siguientes preguntas en cada volcán y evaluar las respuestas:

¿Quiénes realizan la investigación? La UNA (OVSICORI y LAQAT) y la RSN, entre otras instituciones y entidades, apoyadas en la CNE

¿Quiénes realizan la vigilancia? El OVSICORI, la RSN, apoyadas en la CNE

¿Quiénes realizan la prevención y la preparación? La CNE, las municipalidades, SINAC (programa de educación ambiental y gestión comunitaria)

¿Quiénes realizan las actuaciones en caso de crisis volcánica? La CNE, los comités municipales de emergencias y el SINAC

¿Quiénes conocen los planes de emergencia? Comités municipales de emergencias, SINAC y la población

¿Quiénes los evalúan? El OVSICORI, la RSN y la CNE

¿Quiénes los actualizan? El SINAC y la CNE

¿Quiénes los ponen en práctica y cada cuánto? El SINAC y la CNE, idealmente una vez cada 5 años

¿Quiénes y cómo los financian? El SINAC y la CNE

Pero dentro de este marco, resulta meritorio aclarar que la Vulcanología, como una ciencia muy nueva, todavía posee mucha incertidumbre en la interpretación de la información (la llamada incertidumbre conceptual e incertidumbres aleatorias de los modelos) y que los expertos no están exentos de ideas preconcebidas y de la escuela académica en la que se formaron (incertidumbre epistémica), así como de sus experiencias. Todo ello influye en la interpretación de la información y la toma de decisiones, incluyendo los pronósticos. A ello se le debe agregar la capacidad de la comunicación (a veces con ambigüedades y tecnicismos en el lenguaje) y el cambio de visión del riesgo aceptado y aceptable entre los científicos, los pobladores, los empresarios, los religiosos y los políticos (Papale, 2017; Donovan, 2019; Tierz, 2020).

Por un lado, los volcanes son entes que, aunque se les suele agrupar según comportamientos eruptivos, cada uno posee su propia personalidad, donde muchas veces, los procesos eruptivos son no lineales, sino aleatorios y dependen de muchas variables (procesos estocásticos), incluyendo la condición de frontera inicial (Marzocchi y Bebbington, 2012).

Además, las alertas representan el estado del volcán (tranquilo, sobre la línea base o escalando su actividad hasta llegar a una posible erupción eminente), pero difícilmente un pronóstico a corto plazo y no adolecen de las incertidumbres, donde las decisiones que se tomen (o no se tomen) tienen sus implicaciones para la salud, seguridad, costos y efectos socioeconómicos (Papale, 2017).

Todo lo anterior se trata de subsanar mediante el Comité Asesor Técnico (CAT) de Vulcanología, conformado por profesionales de la CNE, OVSICORI y RSN, al cual se le suelen unir expertos de otras instituciones o facultades académicas, con el fin de tener un consenso en la interpretación. Allí se trata de aplicar un racionalismo crítico a las interpretaciones, para tomar decisiones dentro del marco del contexto socioeconómico y cultural de un riesgo aceptable, donde la vida es la prioridad.

Para una mejor comprensión de la visión de los pobladores que habitan y viven de los recursos que provee el vivir en las faldas del volcán Turrialba, algunas investigaciones se han realizado sobre la percepción del riesgo volcánico, algunas formalmente publicadas (Manen, 2014; Manen *et al.*, 2015; Campos y Alvarado, 2019) o como investigaciones sin publicar aún a modo de reportes internos (Vargas *et al.*, 2016; Leytón, 2020), cuyas principales conclusiones comprenden todo el país, pero claramente pueden ser aplicadas al volcán Turrialba.

Mientras que las entrevistas llevadas a cabo por Manen fueron realizadas en el 2012, las de Campos fueron efectuadas en el 2016, notándose un cambio notorio positivo con respecto al conocimiento adquirido por los pobladores sobre el volcán Turrialba y sus peligros, así como las entidades que podría colaborar en paliar los efectos. La investigación de Vargas *et al.* (2016), aunque fue aplicada a todo el país con una muestra grande de entrevistados de unas 1100 personas, en realidad estuvo en buena parte enfocada a los efectos del volcán Turrialba, dado que en ese momento se encontraba en uno de los años con mayor impacto a la población. En cambio, el trabajo de Leytón (2020) incluyó encuestas de todo el país, pero la gente se vio influenciada claramente por alguno de los cinco volcanes históricamente activos.

El cuadro 6.3 resume los resultados de dichas publicaciones y sus recomendaciones, enfocados al Turrialba o de utilidad para una adecuada gestión del riesgo para la siguiente década.

Finalmente, el cuadro 6.4 identifica algunos de los pilares fundamentales de la gestión del riesgo (en parte incluidos en la Fig. 6.3), que incluye lo que se ha hecho y lo que se falta por hacer o podría hacerse en el volcán Turrialba, que claramente se complementa con el cuadro 6.3. Todo ello puede constituir una guía para la toma de decisiones y fortalecer el plan general de manejo del PNV Turrialba, la gestión del riesgo de la región del 2021-2030, dentro de un desarrollo sostenible y una mejor planificación territorial, direccionado hacia una innovación en el tipo de educación de la población sobre su entorno ambiental y una innovación en la cultura de prevención.

Lo preferible es que todos estos conocimientos de los peligros, historia volcánica, planes de emergencia, rutas de evacuación y recomendaciones, sean impartidos y dados a conocer a todos los niveles (centros educativos, organizaciones comunales, asociaciones de desarrollo, ASADAS), promoviendo una mayor participación y toma de decisiones en la gestión del riesgo, adecuadas a cada entorno y realidad socioeconómica y cultural. Resulta importante aprovechar la tecnología para compartir información y educar (aplicaciones, redes sociales, páginas Web, códigos QR, encuestas en línea, entre otras), lo cual lo hace más atractivo y fácil de acceder a una población cada vez más tecnificada.

Cuadro 6.3: Cuadro resumen de los principales resultados e investigaciones sobre percepción del riesgo volcánico enfocados al volcán Turrialba.

| Autor | Conclusiones relevantes | Recomendaciones |
|---------------------------|--|---|
| Manen, 2014 | Los habitantes presentaban preocupación por los medios de subsistencia, infraestructura y la disponibilidad y accesibilidad de la información. Poca preparación y una preocupación real ante el potencial de erupciones más grandes; además de la descarga de gases volcánicos con concentraciones ambientales de SO ₂ que superan los recomendados hasta 15 km a favor de viento. | Una mayor atención y recursos orientada a promover la participación y la gestión del riesgo en la comunidad a través de los comités de gestión de emergencias a nivel comunitario, coordinados por la CNE. Para ello se requiere de asesoría, herramientas, información y lazos de confianza entre las comunidades y las autoridades. |
| Manen <i>et al.</i> 2015 | Las prioridades de los participantes se centran en los familiares, amigos y otros, así como impactos (medios de vida), infraestructura (rutas de evacuación) y la disponibilidad y accesibilidad de la información. | Cerrar la brecha entre la acción a nivel nacional y local, mediante un diseño más participativo de la población, los gestores del riesgo, los tomadores de decisiones y los científicos |
| Vargas <i>et al.</i> 2016 | Aproximadamente un 50 % de la población considera que su casa puede verse afectada ante una erupción importante, mientras que el 86 % considera que su comunidad no está preparada y un 66 % no tiene sitio a donde alojarse. Solo un 35 % cuenta con un plan de emergencia. La ceniza ha generado problemas para ver u ojos rojos, en similar proporción a la de respirar: ~18 %. El nivel de preparación de los hogares aumenta con el nivel socioeconómico y el nivel de preparación general de la población es medio | No aportan recomendaciones |
| Campos y Alvarado, 2019 | Existe una importante coincidencia entre los datos científicos de los peligros volcánicos y la percepción de la población sobre el tipo de amenazas y aquellos elementos que podrían verse afectados en la comunidad, principalmente las actividades agropecuarias, viviendas y puentes. Identificaron, además, las medidas de prevención, mitigación y los actores responsables | Conocer la percepción del riesgo contribuye a la formulación de planes de gestión de riesgos y de emergencias, elaborados acorde a la realidad de las comunidades, dado que si identifican los peligros a los que están expuestas, pueden contribuir de manera efectiva a la formulación más adecuada de lineamientos para la prevención y repuesta |
| Leytón, 2020 | Evidencia que el turismo en regiones volcánicas es una fuente de trabajo importante, donde los habitantes dicen haber aprendido mucho sobre los volcanes por las redes sociales y los medios televisivos, conocen las restricciones, algunos conocen lo que deben de hacer en caso de erupción volcánica, pero muchos desconocen sobre los mapas de peligros, los planes de emergencia y las rutas de evacuación | Mejorar los conocimientos sobre las rutas de evacuación y las acciones a tomarse en caso de una emergencia volcánica y la existencia de los mapas de peligro. Poner rótulos y afiches que contengan información detallada, (mapas de evacuación, información sobre el volcán, acciones en caso de actividad volcánica), ubicados en carreteras o en espacios de interés público (restaurantes, puestos de ventas, hoteles, etc.). Considerar utilizar las plataformas <i>Waze</i> o <i>Google maps</i> para recrear las rutas de evacuación y aportar información |

Cuadro 6.4: Pilares fundamentales de la gestión del riesgo aplicado al volcán Turrialba.

| Tipo de pilar | Actividades que lo definen | Lo realizado | Lo que se puede realizar |
|---|---|--|--|
| Identificación del riesgo | Conocimiento, percepción y evaluación de las amenazas, vulnerabilidad y su distribución espacial y temporal, incluyendo su intensidad, incertidumbre conceptual | Se han realizado diversos estudios de peligro volcánico, así como de percepción del riesgo volcánico. El estudio actual es un ejemplo adicional de actualización, que se va a distribuir ampliamente. Se han instrumentado adecuadamente el volcán | Continuar con las actualizaciones según lo amerite. |
| Comunicación del riesgo | Comunicarlo a la población y tomadores de decisiones, sector productivo (público y privado), academia | Se han realizado decenas de charlas informativas a las comunidades, centros educativos, organizaciones comunales, asociaciones de desarrollo, ASADAS, academia. Se distribuyó información y se rotuló la zona alrededor del volcán. La población posee acceso a la información mediante redes sociales y otros medios electrónicos y físicos | Se debe de continuar con la información (charlas, panfletos) y rotulación informativa, tanto de los peligros, como de la importancia geoturística y visitación responsable. Fomentar la educación y gestión del conocimiento. Poner rotulación informativa |
| Reducción del riesgo | Acciones y medidas preventivas, de mitigación (incluyendo estructurales) y adaptación, para disminuir los efectos. Instrumentos normativos para la reducción del riesgo | Los pobladores de La Picada y Silvia evacuaron. Se emitieron anillos de peligrosidad mínima de 2 y 5 km. Se tomaron medidas técnicas para mantener el fluido eléctrico por la caída de cenizas y proporcionar cisternas de agua cuando fuera necesario. Se instalaron 7 pantallas de protección anti balísticos. Se fomentó la resiliencia | Un mejor ordenamiento territorial tomando en cuenta los peligros geológicos y, eventualmente, una restricción hacia el desarrollo urbanístico y turístico en un radio de 5 km. Continuar con generación de resiliencia, así como fomentar la participación y desconcentración de la gestión del riesgo |
| Financiamiento del riesgo | Acciones e instrumentos para la inversión financiera sostenible, minimizar el impacto socioeconómico, incluyendo, retención y transferencia de fondos, seguros y créditos, etc. | Se aportaron fondos a los productores agropecuarios cuando fue requerido y se les brindó capacitación | Evaluar si amerita establecer nuevos instrumentos dentro de la relación costo/beneficio en el lapso de recurrencia eruptiva |
| Gestión de emergencias y desastres | Medidas para enfrentar las crisis con planes y protocolos, vigilancia, alertas, simulacros, etc. | Se tienen protocolos para el volcán Turrialba y se han realizado simulacros | Actualizar los protocolos y realizar simulacros cuando lo amerite. |

¿Resulta necesaria una restricción en el uso y manejo del suelo en el volcán Turrialba?

Costa Rica posee la particularidad de poder visitar fácilmente en bus o en automóvil (corriente o 4 x 4) los cráteres de varios parques volcánicos con una caminata relativamente corta (entre unos minutos hasta un par de horas). Esto no es frecuente pero tampoco raro a nivel mundial, aunque Costa Rica ocupa al parecer la primera posición a nivel mundial como país con rutas servidas hacia los cráteres de los volcanes y estaría dentro de los 7 países que poseen más de 3 rutas hacia volcanes y sus complejos cratéricos (se excluyen las calderas volcánicas y los volcanes monogenéticos).

Dado que el radio de 2 km alrededor del cráter SW coincide con el área del PNV Turrialba, se espera que con la paulatina compra de los terrenos se reviertan las áreas de pastoreo y cultivos dentro de este radio para retornar sus ecosistemas originales (Fig. 6.3).

Ortiz (1996) comenta a nivel mundial que claro está que un método para reducir el riesgo a muy bajo costo, sería el prohibir el acceso a determinadas zonas, pero agrega que las decisiones administrativas que esto conlleva suelen ser contradictorias, por su incidencia opuesta en los ámbitos de la ordenación territorial, turismo, industria, comercio y agricultura, entre otros. En efecto, se tiene así, que los volcanes son una fuente económica de turismo directo e indirecto, motor de la economía de muchos países, incluyendo el nuestro. El mantener un atractivo turístico sin igual ante una probabilidad eruptiva muy baja –no nula– sería un caso de riesgo aceptable, donde existe una relación de beneficio versus riesgo inclinado del lado de las ganancias hacia un sector grande de la población. Lo mismo se da en otros deportes extremos o de aventura o más aún, en la vida cotidiana al manejar, caminar por una ciudad o montarse en un avión o ferry.

Entonces surge la pregunta ¿no se estará incrementando la vulnerabilidad y la posibilidad de que, ante un evento eruptivo imprevisto, puedan salir turistas heridos o incluso muertos? La respuesta es sí, pero es más compleja que una simple respuesta de un monosílabo o encasillar en blanco y negro. Por un lado, se tienen los ingresos económicos a lo largo de varias décadas al contar con vías de comunicación en buenas condiciones, versus veredas o trillos de acceso rústicos al cráter, que suelen existir en casi todos los volcanes del mundo pero que, generan menos ingresos. En caso de un accidente (volcánico o de cualquier otra índole), se tiene un mejor control de cuántas personas se encuentran y los rescates son más sencillos que si ocurre en un volcán con senderos o vías menos accesibles, incluso “oficialmente” reconocidas. Sin embargo, si se tiene un mejor acceso o condiciones más apropiadas (accesos regulados con facilidades), se tiene el problema de una mayor densidad de personas cerca de los cráteres. Es ahí donde surge la necesidad de una adecuada regulación de los ingresos, de la vigilancia del volcán y de una estrecha relación entre la CNE, los observatorios (OVSICORI y RSN) y el SINAC.

El volcán Turrialba desde el 2017 comenzó a decrecer la frecuencia de las erupciones y que por espacio de más de 7 meses el volcán Turrialba no manifestó actividad eruptiva de cenizas (6 de noviembre 2019 al 16 de julio 2020), la cual volvió a aparecer de nuevo del 17 de junio hasta el 5 de agosto del 2020; desde ese entonces hasta finales de setiembre, no volvió a manifestar salida de cenizas. Se desconoce si se van a volver a presentar erupciones,

aunque parece estar entrado en una nueva fase de dormitar (con reactivación y vuelta a dormir por períodos cortos), la cual en el siglo XIX duró varios años.

Adicionalmente, aunque el presente período eruptivo tuvo efectos menores a los esperados, tales como poca balística y muy limitados flujos piroclásticos extra caldéricos, así como los lahares no generaron mayores problemas con respecto a lo presupuestado, es claro que en el pasado geológico los efectos eruptivos han sido hasta el momento significativamente mayores, por lo que, en el futuro, el país va a afrontar consecuencias más serias que las vividas recientemente. Ello se puede evitar con una planificación adecuada en el uso de la tierra como un bien heredado a futuras generaciones.

Por ello, el objetivo primordial del presente estudio fue la producción de mapas de peligros actualizados, y consecuentemente, generar directrices generales para el futuro manejo y planificación territorial, en infraestructura y desarrollo turístico. Soto (2012b) estableció que las áreas con 2 y 5 km de radio (Fig. 6.3) porque son aquellas determinadas como las de alto y moderado peligro por caída balística, flujo piroclástico y la caída de ceniza, así como lluvia ácida frecuente. En el presente trabajo se apoya dicha recomendación, pero adicionalmente, se estableció un borrador de un documento preliminar bajo revisión (no incluido en este estudio) con el fin de establecer algunas regulaciones y restricciones de uso del suelo mediante reglamentación por decreto. Esto forma parte de los instrumentos normativos para la reducción del riesgo (eje 5 de la Fig. 6.2; Cuadro 6.9 y Fig. 6.4).

Se tiene claro que, en la actualidad, la mayoría de las áreas a 5 km de radio, son de pastoreo y cultivos (>70 %), sobre todo hacia el W y S. En el radio de 5 km alrededor del cráter, gran parte son bosques, dentro de la Reserva Forestal Cordillera Volcánica Central, que a la vez forma parte del Área de Conservación Central. Claramente, dichas áreas deben de conservar su vocación forestal y no se promuevan actividades turísticas con alta concentración de personas, para lo cual se pueden establecer senderos debidamente demarcados con fines de investigación, observación de aves y el paisaje y turismo naturalísimo en general (ecoturismo y geoturismo). Asimismo, las áreas de ganadería y cultivos en los sectores SW, S y SE, deberían conservar áreas de vivienda de baja densidad, y los centros de población contar con planes de emergencia y estar en posibilidad de evacuación con respuestas rápidas ante alertas.

Desde hace unos dos años se está manejando la probabilidad de reabrir el PNV Turrialba al público, lo que fomentará el desarrollo turístico de la región, activará la economía y de nuevo la colonización de sus vecindades afectadas. De ahí que las medidas que se tomen tendrán su incidencia en lo resta del presente siglo y serán el marco sobre el cual, cuando se reactive de nuevo la economía, se tendrán nuevos escenarios de vulnerabilidad y peligro dentro de un ámbito de turismo y desarrollo sostenible.



Fig. 6.3: Mapa del uso del suelo en los alrededores del volcán Turrialba.

Cuadro 6.9: Recomendaciones sobre el significado de los mapas de amenazas (Fig. 6.4) para la planificación del territorio (modificadas de Proyecto MET-ALARN, 2005).

| Grado de Amenaza | Pérdidas y daños previsibles en casos de uso para asentamientos humanos | Implicaciones para el ordenamiento territorial (recomendación) |
|---|--|--|
| Amenaza Extrema (rojo oscuro) | Los daños son extremos (destrucción, muerte probable y heridas de consideración), con una probabilidad muy alta en el caso de entrar en actividad el foco eruptivo, en particular en el campo cercano. | Zona de restricción: No se deben de construir estructuras vitales para el país ni obras a menos que sean para protección temporal o información turística, que no impliquen concentración de población 24/7. |
| Amenaza Alta (rojo) | Las personas pueden estar en peligro tanto dentro como a fuera de los edificios, así como la destrucción o efectos en la infraestructura, viviendas y cultivos. También puede ser que los eventos se manifiesten con una intensidad relativamente débil, pero con una frecuencia elevada. En este caso, las personas están amenazadas por exposición continua. | Zona de prohibición: No apta para la instalación, expansión o densificación de asentamientos humanos. Áreas ya edificadas se debe evaluar si amerita aplicar medidas de reducción de vulnerabilidad, sistemas de alerta anticipada y evacuación temporal. Se debe de promover la reubicación y no fomentar nuevas construcciones, a menos que sean de protección o información turística. |
| Amenaza Media (anaranjado) | Las personas están en peligro. Daños moderados a importantes a la agricultura y ganadería en función del tipo de peligro; abrasión de equipos, corrosión por gases a maquinarias, equipos y herramientas. | Zona de reglamentación: Se debe restringir la expansión y densificación de asentamientos humanos, a menos que se respeten reglas de ocupación del suelo. |
| Amenaza Baja (Amarillo) | El peligro para las personas es moderado a débil en eventos moderados a bajos. Los edificios pueden sufrir daños leves; daños temporales a la agricultura y ganadería, abrasión de equipos, corrosión por gases a maquinarias, equipos y herramientas. | Zona de sensibilización: Apta para asentamientos humanos, pero la población debe ser sensibilizada ante la existencia de amenazas moderadas a probables (no nulas), para que conozcan y apliquen reglas de comportamiento ante los eventos. Planes de evacuación y la probabilidad de pérdidas en la agricultura y ganadería. |
| Amenaza residual (verde) | Existen amenazas que tienen una probabilidad de ocurrencia débil (no nula) o que se pueden manifestar con una intensidad fuerte, pero en período de retornos muy largos. Se excluyen los grandes colapsos volcánicos laterales (megadeslizamientos volcánicos), los colapsos de calderas con ignimbritas asociadas y las megaplinianas (VEI ≥ 4). | Zona de sensibilización: Apta para asentamientos humanos, pero los usuarios del suelo deben ser sensibilizados ante la existencia de amenazas con largo período de retorno, para que conozcan y apliquen reglas de comportamiento apropiadas ante eventos. |
| Amenaza no evaluada (Blanco) | Blanco: Despreciable la amenaza o baja de las evaluadas según el estado actual de conocimientos. Se excluyen los grandes colapsos volcánicos laterales (megadeslizamientos volcánicos), los colapsos de calderas con ignimbritas asociadas y las megaplinianas (VEI ≥ 4). | Zona de sensibilización: Aunque las personas no estén bajo la influencia directa, la educación y el conocimiento resulta importante dado que se pueden movilizar por turismo o trabajo a sectores bajo algún grado de amenaza. Puede existir cierta peligrosidad a largo plazo. |

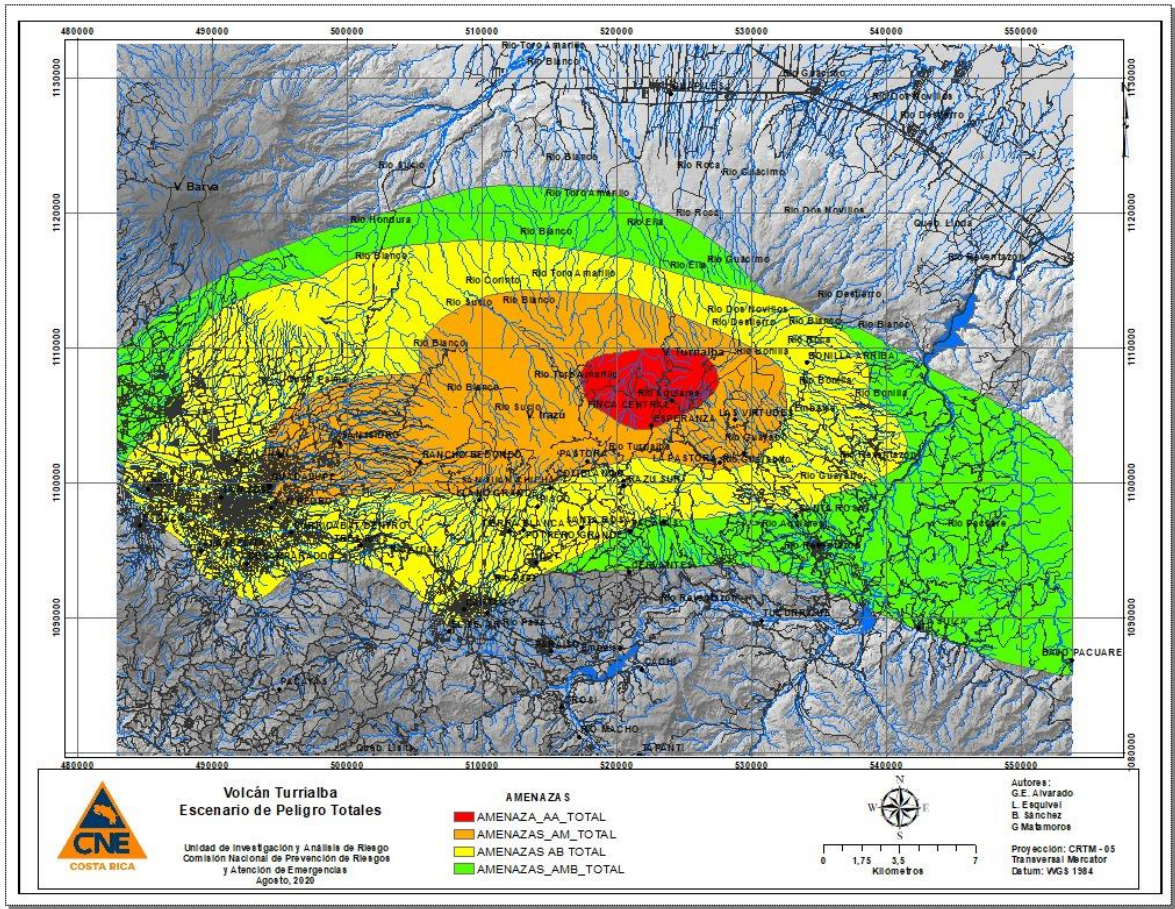


Fig. 6.4: Mapa generalizado de amenazas volcánicas integrales del Turrialba y los alrededores.

7. RECOMENDACIONES

Para Tierz (2020), se debe de analizar la información con que se dispone para ver la viabilidad y limitantes en los estudios de peligro volcánico. Se establece que algunas definiciones en las bases de datos para analizar la viabilidad de los resultados del peligro volcánico, dentro de ellas:

Escasez de datos: Se refiere a la falta general de datos para cualquier volcán o grupo de volcanes, independientemente de la razón detrás de esta escasez.

En el caso del Turrialba, se puede argumentar que todavía falta información de campo de la tefrostratigrafía, dado que los estudios fueron enormemente limitados por que coincidieron con la época de la pandemia por el COVID-19. Aunque ya se tiene un mejor marco, faltan por realizar una mejor correlación estratigráfica con columnas cada 500 m, al menos entre la cima y la Picada. Otro aspecto que falta es una evaluación geotécnica con información de campo y geofísica de la estabilidad del flanco del volcán, pero dichos estudios son costosos. Un avance preliminar y con limitaciones en información de campo fue el de Arias (2020).

Trazabilidad de datos: Calidad de cualquier tipo de datos para un volcán o grupo determinado de volcanes de ser descubiertos a través de la identificación, descripción, medición, muestreo, etc.

La mayoría de la información presentada en el presente informe posee su localización y la fuente.

Accesibilidad y disponibilidad de datos: Calidad de cualquier tipo de datos para un volcán o grupo determinado de volcanes de poder ser accedido (y reutilizado) como datos abiertos.

En ese caso, el presente informe presenta nuevos datos radiométricos y una sinopsis del vulcanismo y del peligro volcánico, acompañado de un nutrido complemento de referencias bibliográficas. Además, la mayoría de la información acá analizada, está accesible y disponible en la CNE, OVSICORI, RSN, municipalidades, además de otras entidades universitarias y bibliotecas.

Aunque quizás se pueda argumentar que el peligro y su riesgo implícito es de moderado a bajo en lo que resta del presente siglo en el caso de que el volcán entre a dormitar, se debe tener un plan de emergencia, incluyendo roles del personal y un plan de evacuación en el PNV Turrialba y la región vecina.

Por ello, tanto a nivel central como local, se debe tomar en cuenta algunas recomendaciones como:

- Establecer mecanismos de evacuación y rutas durante una erupción volcánica o lahares disparados por terremotos o actividad eruptiva, para poner a salvo el personal del PNV Turrialba, ICE, entre otros, además de los visitantes y las familias que viven en sus flancos. Realizar simulacros cada cierto tiempo.
- Hay que revisar los protocolos de seguridad dentro del PNV Turrialba, realizar simulacros y una mejor capacitación de los guardaparques.
- Poseer una estrategia integrada de salud, donde se identifiquen los problemas de salud, los escenarios (incluyendo su efecto en las personas) y las necesidades, así como planificar la respuesta administrativa y la división de los planes en unidades autosuficientes. Además, formular un plan hospitalario y de contingencia para eventuales emergencias. El personal expuesto a los gases por períodos prolongados de tiempo, deberían de rotar, pero se debe de consultar a los especialistas en medicina.
- Las 7 pantallas de protección actuales deben de ir acompañada de información clara (rótulos en español y en inglés) sobre su objetivo, distribución y las limitaciones de estos refugios temporales, así de cómo actuar, la cual debe de ser impartida en el puesto de guardaparques y repetida en el Mirador. Se debe de informar que los refugios son lugares de protección parcial y por un tiempo limitado ante la caída balística de bloques de dimensiones similares a las históricas en el borde exterior del cráter, no ante proyectiles de diámetros extraordinarios (superiores a ~50 cm de diámetro). Su protección es igualmente parcial ante nubes de cenizas, gases y oleadas acompañantes, aunque no necesariamente todas van a ser de elevada temperatura y velocidad, sino que las pueden haber de baja temperatura y velocidad turbulenta baja.
- Mantener la medición cada cierto tiempo de gases y de material particulado (partículas líquidas y sólidas presentes en el aire) de diferentes diámetros aerodinámicos, como parte del monitoreo de la calidad del aire en la zona. Además, que se realicen las calibraciones periódicas de los equipos para la confiabilidad de los datos.
- En el caso de continuar la actividad exhalativa y que se viera la necesidad (requiere evaluación), quizás sería conveniente contar con un sistema de alerta tipo semáforo y medidor de gases volcánicos (estación ExpoGas) en la cima, similar al que existe en el volcán Poás.

- Se puede pensar en habilitar y mejorar al futuro, cuando el volcán duerma, ciertos senderos debidamente señalizados y marcados dentro del área del cráter Central, Oriental y Bajos Bonilla o del Volcán, así como hacia las torres (cumbre del Turrialba, el cerro Porfia) con el fin de fomentar el turismo del paisaje volcánico y muy localmente del páramo volcánico, hábitats únicos en los volcanes de Costa Rica (en el Irazú y en el Turrialba).
- Fomentar la instalación de rótulos bilingües o trilingües con información histórica, biológica, vulcanológica y de las particularidades, aunado los peligros volcánicos del PNV Turrialba. Además, en el puesto de guardaparques se podría establecer un pequeño museo. Se deben de establecerse rótulos con los mapas de peligros y con las rutas de evacuación.
- En la Silvia-La Picada se podría fomentar como un Sitio Memorial de fincas impactadas por la actividad volcánica, el único caserío de este tipo que es factible visitar en el momento en Costa Rica.
- Se recomienda a los tomadores de decisiones y personal del SINAC y Municipalidad leer, con particular cuidado, el apartado de discusión con sus recomendaciones (capítulos 5 y 6).
- Presupuestar por parte del SINAC la compra gradual del alto porcentaje de tierras privadas ubicadas dentro de los límites del parque nacional. Lo anterior con el objetivo de consolidar el área protegida y fomentar que, en un próximo período eruptivo, se tenga un mayor control del anillo de mayor peligro. Esto permitirá asegurar un menor impacto sobre las actividades productivas locales, a la vez gestionar correctamente el PNVT de acuerdo con sus objetivos de conservación.

AGRADECIMIENTOS

A la Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE), por las facilidades logística y de información digital aportada para la realización de la presente investigación.

En primera instancia, se agradece al personal del SINAC, particularmente a los funcionarios del parque nacional volcán Turrialba por toda su colaboración a lo largo de los años y por su apoyo en las visitas al campo.

El ICE hace varios años y la CNE posteriormente, aportaron la logística y personal. Al OVSICORI y la RSN por todos estos años de investigación, información y análisis detallado de la actividad eruptiva histórica reciente.

J. P. Galve aportó las dataciones radiométricas, base para un futuro trabajo de investigación. Cyril Muller del OVSICORI-UNA suministró las variaciones en la profundidad del cráter Activo del Turrialba. José Pablo Sibaja del LAQAT-UNA, igualmente contribuyó con datos geoquímicos de aguas y gases (inéditos) y de una tesis recién defendida.

El borrador de este documento fue entregado a varios profesionales de la RSN (UCR-ICE), de la UNA (OVSICORI, LAQAT) y del SINAC para su revisión.

De ellos, María Martínez del OVSICORI-UNA, José Pablo Sibaja del LAQAT-UNA, Reina Sánchez del SINAC y Marcia Carranza consultora del SINAC, tuvieron la amabilidad, disposición y tiempo de revisar el documento e incluso aportaron información. Muchas gracias por sus oportunos comentarios que mejoraron y enriquecieron el documento final.

BIBLIOGRAFÍA

Abarca, T. y Alvarado, G. E. (2017). Pérdidas económicas en valor al año 2016 causadas por el vulcanismo en Costa Rica entre 1953 y 2016. *Rev. Geol. Amér. Central*, 56, 37-50.

Aerodiva (2015). *Informe de Producción vuelo fotogramétrico sobre los volcanes Irazú y Turrialba*. Inf. Interno Aerodiva-CNE, 2 de junio 2015.

Aguilar, I. y Alvarado, G. E. (2014). Pérdidas humanas y económicas causadas por el vulcanismo en Costa Rica entre 1953 y 2005. *Rev. Geol. Amér. Central*, 51, 93-128.

Aguirre, J. A. (2008). Midiendo el impacto económico del gasto turístico de los visitantes a los parques nacionales de Costa Rica. *PASOS, Revista de Turismo y Patrimonio Cultural*, 6(1), 11-26.

Alpízar, Y. y Vargas, P. (2016). *Balance hídrico de la cima de los volcanes Irazú y Turrialba y su afectación a la actividad hidrotermal superficial* (Tesis de Licenciatura). Escuela Centroamericana de Geología, Univ. Costa Rica.

Alvarado J., D. y Martínez, M. (2017). Estudio de la posible afectación de la salud de los habitantes del cantón de Heredia por causa del material particulado y el dióxido de azufre emitidos por el volcán Turrialba. *1^{er}. Congreso Centroamericano de Ciencias de la Tierra y el Mar*, 13-16 nov., UNA, Heredia.

Alvarado, G. E. (1984). *Aspectos petrológicos-geológicos de los volcanes y unidades lávicas de Cenozoico Superior de Costa Rica* (Tesis de Licenciatura). Escuela Centroamericana de Geología, Universidad de Costa Rica.

Alvarado, G. E. (1989). *Los volcanes de Costa Rica*. San José: EUNED.

Alvarado, G. E. (1993). *Volcanology and Petrology of Irazú Volcano, Costa Rica*. Univ. Kiel, Alemania [Tesis Ph.D.].

Alvarado, G. E. (2000). *Los volcanes de Costa Rica: su geología, historia y riqueza natural* [2.^a ed.]. San José, Costa Rica: EUNED.

Alvarado, G. E. (2003). *Diagnóstico de la estabilidad del cono y comportamiento de la fundación debido al crecimiento del edificio volcánico del Arenal (Costa Rica)*. (Tesis de Maestría con énfasis en Geotecnia e Hidrogeología). Univ. Costa Rica, San José, Costa Rica.

Alvarado, G.E. (2006). Evaluación del peligro volcánico. En: A. Vargas (ed.): P. H. *Reventazón. Informe de avance a la factibilidad*. Informe Interno ICE, Cap. 7, Vol. Texto, 1-7 a 7-27.

Alvarado, G. E. (2009). *Los volcanes de Costa Rica: geología, historia, riqueza natural y su gente* [3.a ed.]. San José, Costa Rica: EUNED.

Alvarado, G. E. y Schmincke, H. U. (1994). Stratigraphic and sedimentological aspects of the rain triggered lahars of the 1963-1965 Irazú eruption, Costa Rica. *Zbl. Geol. Paläont. Teil, 1*(H. 1/2), 513-530.

Alvarado, G. E. y Gans, P. B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Rev. Geol. Amér. Central*, 46, 7-122.

Alvarado, G. E., Barquero, R. Boschini, I., Chiesa, S. y Carr, M. J. (1986). Relación entre la Neotectónica y el Vulcanismo en Costa Rica. *Rev. CIAF*, 11(1-3), 246-264.

Alvarado, G.E., Vega, E., Chaves, J. y Vázquez, M. (2004). Los grandes deslizamientos (volcánicos y no volcánicos) de tipo *debris avalanche* en Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 30, 83-99.

Alvarado, G.E., Soto, G.J., Pullinger, C.R., Escobar, R., Bonis, S., Escobar, D. y Navarro, M., 2007. Volcanic activity, hazards, and monitoring. En Bundschuh J. y Alvarado, G. E. (eds.): *Central America: Geology, Resources and Hazards*. Taylor & Francis, Londres/London. 2, 1155-1188.

Alvarado, G. E., Vargas, A., Campos, N. y Chaves, I. (2014). *El riesgo derivado de la amenaza volcánica en Costa Rica*. San José: Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, Red Sismológica Nacional. San José: Extensión S. A.

Alvarado, G. E., Brenes-André, J., Barrantes, M., Vega, E., de Moor, J. M., Avaró, G., Dellino, P., Mele, D., DeVitre, C., Di Piazza, A., Rizzo, A. L. y Carapezza, M. L. (2016a). Actividad explosiva del Turrialba (Costa Rica) en 2010-2016. *Rev. Geol. Amér. Central*, 55, 7-60.

Alvarado, G. E., Mele, D., Dellino, P., De Moor, J. M. y Avaró, G. (2016b). Are the ashes from the latest eruption (2010-2016) at Turrialba volcano (Costa Rica) related to phreatic or phreatomagmatic events? *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 327: 407-415.

Alvarado, G. E., Brenes-André, J., Avaró, G., Galve, J. P., Campos, D. y de Moor, J. M. (en revisión). La actividad eruptiva del volcán Turrialba (Costa Rica) en el siglo XIX: Reinterpretación de los documentos históricos y de los depósitos. *Rev. Geol. Amér. Central* (en revisión).

Alvarado, G. E. y Galve, J. P. (en prep.). La actividad eruptiva del volcán Turrialba (Costa Rica) en los últimos 8 ka (en preparación).

Alvarado, L. F. y Fernández, W. (2001). Climatología de la atmósfera libre sobre Costa Rica. *Top. Meteor. Oceanog.* 8(2), 89-115.

Araña, V. y Ortiz, R. (1984). *Volcanología*. Madrid: Consejo Sup. Invest. Cient. y Ed. Rueda.

Araña, V. y Ortiz, R. (1993). Riesgo volcánico. En Martí, J. y Araña, V.: *La Volcanología Actual*, Consejo Superior de Investigaciones Científicas, pp. 277-385.

Arias, I. (2020). Evaluación preliminar de la probabilidad de ocurrencia de un megadeslizamiento en el flanco suroeste del volcán Turrialba. *Inf. Interno práctica Escuela Ing. Civil*, UCR.

ATS (2018). Volcanic Eruptions and Threats to Respiratory Health. *Am. J. Respir. Crit. Care Med.*, 197, 21-22, American Thoracic Society (ATS), Patient Education Series.

Avard, G., Pacheco, J., Martínez, M., van der Laat, R., Menjivar, E., Hernández, E., Marino, T., Sáenz, W., Brenes, J., Agüero, A., Soto, J. y Martínez, J. (2012). Estado de los Volcanes 2012. *Resumen Anual Oficial*, Heredia: OVSICORI.

Barquero, R. y Alvarado, G. E. (1989). Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 2(3), 1-5.

Bean, C. J., De Barros, L., Lokmer, I., Métaixian, J.-P., O'Brien, G.S., Murphy, S. (2013). Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes. *Nature Geoscience*, doi. 10.1038/NGEO2027

Beaubien, S. E., Ciotoli, G. y Lombardi, S. (2003). Carbon dioxide and radon gas hazard in Alban Hills area (central Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 123, 63-80.

Black, B. A., Manga, M. y Andrews, B. (2016). Ash production and dispersal from sustained low-intensity Mono-Inyo eruptions. *Bull Volcanol*, 78:57. <http://dx.doi.org/10.1007/s00445-016-1053-0>.

Bonali, F. L., Tibaldi, A., Corazzato, C., Torney, D. R. y Lara, L. E. (2013). Quantifying the effect of large earthquakes in promoting eruptions due to stress changes on magma pathway: The Chile case. *Tectonophysics*, 583, 54-67.

Calvo, C., Madrigal, K., Merayo, F., Salazar, M., Fallas, C., Alvarado, G. E., Sánchez, B. y Sánchez, R. (2019). Modelo volcanotectónico del graben cuspidal complejo del Turrialba (Costa Rica) y su relación con los colapsos sectoriales bajo un régimen transpresivo y transtensivo. *Revista Geológica de América Central*, 61, 57-77. doi: 10.15517/rgac.v2019i60.36464.

Campion, R., Martínez-Cruz, M., Lecocq, T., Caudron, C., Pacheco, J., Pinardi, G., Hermans, C., Carn, S. y Bernard, A. (2012). Space-and ground-based measurements of sulphur dioxide emissions from Turrialba Volcano (Costa Rica). *Bull. Volcanol.*, 74, 1757-1770.

Campos, D. (2018). *Lineamientos para un plan comunitario de gestión de riesgo volcánico ante la actividad del volcán Turrialba en las comunidades de La Pastora y Tapojo en el*

distrito de Santa Cruz, cantón de Turrialba, Costa Rica. (Tesis Maestría Profesional en Gestión del Riesgo en Desastres y Atención de Emergencias), Univ. Costa Rica.

Campos, D. y Alvarado, G. E. (2018). Análisis de la distribución espacio temporal de la caída de cenizas del volcán Turrialba (2010-2018), Costa Rica: su frecuencia, volumen y afectación. *Revista Geol. Amér. Central*, 59, 23-59.

Campos-Durán, D. y Alvarado, G.E. (2019). La percepción del riesgo volcánico por la actividad del Turrialba (2010-2019) en las comunidades de La Pastora y el Tapoyo, Costa Rica. *Geo UERJ*, 35, 1-26.

Carr, M. J., Saginor, I., Alvarado, G. E., Bolge, L. I., Lindsay, F. N., Mildkakis, K., Turrin, B., Feigenson, M. D. y Swisher, C. (2007). Element Fluxes from the Volcanic Front of Nicaragua and Costa Rica. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 8(6). DOI:10.1029/2006GC001396

CBNDR-RAPCA (2000). Estudio preliminar de amenazas naturales en la cuenca del río Turrialba, cantón Turrialba, Costa Rica. Informe Interno, Capacity Building for Natural Disaster Reduction (CBNDR)-Regional Action Program for Central America (RAPCA), Holanda.

CNE. (2015). *Política Nacional de Gestión del Riesgo 2016-2030*. San José: Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias.

Crandell, D. R., Booth, B., Kusumadinata, K., Shimosuru, D., Walker, G. P. L. y Westercamp, D. (1984). *Source-book for volcanic-hazards zonation*. UNESCO, París.

Cohen, A. D. y Raymond, R. Jr. (1984). Final Report of short-term mission for Preliminary evaluation of the peat resources of Costa Rica. *Inter-American Development Bank, Los Alamos National Laboratory*, 31 p.

Conde, V., Bredemeyer, S., Duarte, E., Pacheco, J. F., Miranda, S., Galle, B. y Hansteen, T. H. (2014). SO₂ degassing from Turrialba Volcano linked to seismic signatures during the period 2008-2012. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 103, 1983-1998.

Coto-Cedeño, W. I. (2019). Nubes de ceniza, campos de arena. Actividad volcánica en Costa Rica y su impacto en el sector agropecuario, 1950-2017. *Rev. Geográfica Amér. Central*, 62: 129-158.

De Moor, J. M., Aiuppa, A., Avard, G., Wehrmann, H., Dunbar, N., Muller, C., Tamburello, G., Giudice, G., Liuzzo, M., Moretti, R., Conde, V. y Galle, B. (2016). Turmoil at Turrialba Volcano (Costa Rica): Degassing and eruptive processes inferred from high-frequency gas monitoring. *J. Geophys. Res., Solid Earth*, 121, 5761-5775.

DeVitre, C. L., Gazel, E., Allison, C. M., Soto, G., Madrigal, P., Alvarado, G. E. y Lücke, O. H. (2019). Multi-stage chaotic magma mixing at Turrialba volcano. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 381, 330-346.

Di Piazza, A. (2013). *The evolution of Turrialba volcano plumbing system (Costa Rica)*. Univ. Degli Studi Di Roma Tre, Roma [Tesis Ph.D.].

Di Piazza, A., Rizzo, A. L., Barberi, F., Carapezza, M. L., De Astis, G., Romano, C. y Sortino, F. (2015). Geochemistry of the mantle source and magma feeding source and magma feeding system beneath Turrialba volcano, Costa Rica. *Lithos* 232, 319-335.

Di Piazza, A., Vona, A., Mollo, S., De Astis, G., Soto, G. J. y Romano, C. (2019). Unsteady magma discharge during the “El Retiro” subplinian eruption (Turrialba volcano, Costa Rica): Insights from textural and petrological analyses. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 371, 101-115.

Donovan, A. (2019). Critical volcanology? Thinking holistically about risk and uncertainty. *Bull. Volcanol.* 81:20, <https://doi.org/10.1007/s00445-019-1279-8>

Duarte, E. y Fernández, E. (2011). Callejones de acidificación en tres volcanes activos de Costa Rica. *Revista Geográfica* 47, 127-130.

Dzierma, Y. y Wehrmann, H. (2014). Probabilities of future $VEI \geq 2$ eruptions at the Central American Volcanic Arc: a statistical perspective based on the past centuries eruption record. *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, 103, 2029-2042.

Elizondo, V., Alvarado, G. E. y Soto, D. (2019). Evolución espacio-temporal de las bocas eruptivas de los volcanes Irazú, Arenal, Turrialba y Poás en tiempo histórico (Costa Rica). *Rev. Geol. Amér. Central*, 61, 35-55.

Epiard, M., Avard, G., de Moor, J. M., Martínez Cruz, M., Barrantes Castillo, G. y Bakkar, H. (2017). Relationship between diffuse CO₂ degassing and volcanic activity. Case study of the Poás, Irazú, and Turrialba Volcanoes, Costa Rica. *Frontiers in Earth Science*, 5, 71.

Eyre, T. S., Bean, C. J., De Barros, L., Martini, F., Lokmer, I., Mora, M. M., Pacheco, J. F. y Soto, G. J. (2015). A brittle failure model for long-period seismic events recorded at Turrialba Volcano, Costa Rica. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, doi: 10.1002/2014JB011108

Eyre, T. S., Bean, C. J., De Barros, L., O'Brien, G.S., Martini, F., Lokmer, I., Mora, M. M., Pacheco, J. F. y Soto, G. J. (2013). Moment tensor inversion for the source location and mechanism of long period (LP) seismic events from 2009 at Turrialba volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 258, 215-223.

Fernández, R. (1921). Un Volcán olvidado. *Rev. Costa Rica*, III (4-5), 110-120.

Fernández, M., Mora, M. y Barquero, R. (1998). Los procesos sísmicos del volcán Irazú. *Revista Geológica de América Central*, 21, 47-59.

Forworthy, B.L. y Hill, M. (1982). *Volcanic Eruptions of 1980 at Mount St. Helens. The First 100 Days*. Geological Survey Professional Paper 1249, Washington.

Frantzius, A. von. (1861). *Beitrage zur Kenntniss der Vulkane Costarica's.-. Gotha: Justus Perthes, Petermann's Geographische Mittheilungen*. Trad. al español, *Aporte al conocimiento de los volcanes de Costa Rica*. En Vargas. A. C. (Ed.), 1979, 11-32.

Frantzius, A. von (1861). Beiträge zur Kenntniss der Vulkane Costa Rica's. *Petermann's Geographische Mittheilungen*. Helt IX y Helt X, Gotha: Justus Perthes, 5, 329-338, 6: 381-385.

Fuchs, K., (1884, 4 ed.). *Les volcans et les tremblements de terre*. Ancienne Librairie Germer Baillié et Cie., Paris.

Gabb, W.M. (1874). On the Geology of the Republic of Costa Rica. U.S.Geol. Survey.Trad. Español en: Informe sobre la exploración en Talamanca verificada durante los años de 1873-74. Anales del Instituto Físico-Geográfico Nacional, Tipografía Nacional, V: 67-92. Transcripción del original en inglés por Lücke, O. H., Gutiérrez, V. y Soto, G., 2007: *Rev. Geol. Amér. Central*, 37, 103-118.

Gaceta Oficial (1864a). "Tribus spes" Una!. *Gaceta Oficial*, 16-I-1864, año 5, semestre 9, número 250: 4, San José.

Gaceta Oficial (1864b). Ascensión al volcán Turrialba, en Costa-Rica. Febrero 26 de 1864. *Gaceta*, 12-III-1864, año 5, semestre 9, número 258: 2-3, San José.

Gaceta Oficial (1864c) Nota sobre la lluvia de ceniza. *Gaceta Oficial*, 25-IX-1864, año 6, semestre 10, número 285, 2-3, San José.

Gaceta Oficial (1864d). Nota sobre la lluvia de ceniza. *Gaceta Oficial*, 2-X-1864, año 6, semestre 10, número 286: 4, San José.

Gaceta Oficial (1864e) El volcán de Turrialba y sus cenizas. *Gaceta Oficial*, 9-X-1864, año 6, semestre 10, número 287: 4, San José.

Gaceta Oficial (1865). Lluvia de ceniza. *Gaceta Oficial*, 04-II-1865, año 6, semestre 11, número 303: 2, San José.

Galve, J. P., Alvarado, G. E., Pérez-Peña, J. V., Mora, M. M., Booth-Rea, G. and Azañón, J. M., 2016. Megafan formation driven by explosive volcanism and active tectonic processes in a humid tropical environment. *Terra Nova*, 28(6), pp.427-433. doi: 10.1111/ter.12236.

García-Cacho, L. (2010). Avalanchas volcánicas. En González, E., Escobar, E., Becerra, R., Gosáldez, R. U. y Dóniz, J. (eds.). *Aportaciones recientes en Volcanología 2005-2008*. Centro de Estudios Calatravos, España, pp. 205-223.

González, C. (1910). *Temblores, terremotos, inundaciones y erupciones volcánicas en Costa Rica; 1608-1910*. Tipogr. de Avelino Alsina, MCMX 8; San José. Primera reimpresión, ETCR, 1994.

González, G., Mora-Amador, R., Ramírez, C., Rouwet, D., Alpízar, Y., Picado, C. y Mora, R. (2015). Actividad histórica y análisis de la amenaza volcánica del volcán Turrialba, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 52, 129-149, DOI: 10.15517/rgac.v0i52.19033.

Güendel, F. (1985). Enjambres sísmicos en el Volcán Irazú. Catálogo de temblores 1984. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica.

Hilje, L. (2008). Un ascenso histórico al volcán Turrialba. *Rev. Herencia*, 21 (2), 79-89.

Hilje, L. (2018, Compilador). *Turrialba en la mirada de los viajeros*. ETCR, Cartago.

Hilje, L. y Saunders, J. (2008). *Manejo integrado de plagas en Mesoamérica: aportes conceptuales*. Cartago, ETCR.

Hilton, D. R., Ramírez, C., Mora-Amador, R., Fischer, T. P., Füre, E., Barry, P. H. y Shaw, A. M. (2010). Monitoring of temporal and spatial variations in fumaroles helium and carbon dioxide characteristics at Poás and Turrialba volcanoes, Costa Rica (2001-2009). *Geochem. J.*, 44, 431-440.

Hoffmann, K. (1856). Eine Excursion nach dem Volcan de Cartago in Central-America. *Bonplandia, Zeitschrift für die gesammte Botanik. Jahrgang VI* (3), 27-34.

Horwell, C. J. y Baxter, P. J. (2006). The respiratory health hazards of volcanic ash: a review for volcanic risk mitigation. *Bull. Volcanol.* 69, 1-24. Doi: 10.1007/s00445-006-0052-y

Hurtado de Mendoza, L. (2004). *Guayabo: historia Antigua de Turrialba*. Tibás, Costa Rica: Litografía e Imprenta Lil S. A.

ISDR. (2009). *2009 UNISDR Terminology on Disaster Risk Reduction*. International Strategy for Disaster Reduction, Japón: ISDR.

Jerez, D. y Cline, M. (1990). Preliminary hazard map for Turrialba volcano. USAID/RET Corporation (1:50 000). En Woodward-Clyde (1993), *A preliminary evaluation of earthquake and volcanic hazards significant to the major population centers of Central Valley, Costa Rica*. Maryland y San José: Woodward-Clyde Federal Services [Inf. Interno].

Jiménez, C. y Avaró, G. (2018). Tasa de extrusión magmática emitido por el volcán Turrialba. *Memoria IV Congreso Nacional de Gestión del Riesgo y Adaptación al Cambio Climático*, 10-11 de octubre, p. 49-50.

Lang, O. (1875). Vulkanische Asche von Turrialba, Costa Rica. *Nachrichten Gesell. Wissen.*, Univ. Göttinger, 14, 397-441.

Leyrit, H. (2000). Flank collapse and debris avalanche deposits. En Leyrit, H. y Monténat, C. (eds.): *Volcaniclastic Rocks, from Magma to Sediments*. Gordon and Breach Science Pub., Holanda, pp. 111-129.

Leyton, S. R. (2020). Análisis sobre la percepción del riesgo en volcanes activos de Costa Rica (2019-2020). Práctica profesional supervisada. Escuela de Ciencias Geográficas, Facultad de Ciencias de la Tierra y el Mar, Univ. Nacional.

Linkimer, L. (2003). Neotectónica del extremo oriental del cinturón deformado del centro de Costa Rica. Univ. Costa Rica, San José [Tesis Lic.].

Linkimer, L., Arroyo, I. G., Soto, G. J., Porras, J. L., Araya, M. C., Mora, M. M. y Taylor, M. (2018). El sismo de Capellades del 2016 y su secuencia sísmica: Manifestación de fallamiento de rumbo en el arco volcánico de Costa Rica. *Boletín de Geología*, 40(2), 35-53. DOI: 10.18273/revbol.v40n2-2018002.

López, A. (1999). Neo- and Paleostress partitioning in the SW corner of the Caribbean plate and its fault reactivation potential. *Tübinger Geowissenschaftliche Arb.*, A (53). [Tesis Ph.D.].

Lupi, M., Fuchs, F. y Pacheco, J. F. (2014). Fault reactivation due to the *M*7.6 Nicoya earthquake at the Turrialba-Irazú volcanic complex, Costa Rica: Effects of dynamic stress triggering. *Geophys. Res. Lett.*, 41, 4142-4148, doi. 10.1002/2014GL059942

Horton, R. J. M. y Mccaldin, R. O. (1964). Observations on air pollution aspects of Irazu volcano, Costa Rica. *Public Health Rep.*, 79, 925-929.

Malavassi R., E. (1991). *Magma sources and crustal processes at the southern terminous of the Central American Volcanic Front* (Tesis Ph. D.). Univ. de Santa Cruz, EE. UU.

Marr, W. (1863). *Reise nach Central-Amerika*. Hamburgo. Trad. al español por Reinhold, I., e introducción y versión literaria por Solórzano, J. C. (2004). Viaje a Centroamérica. Ed. Univ. de Costa Rica, Costa Rica, San José.

Marrero, J. M., García, A., Berrocoso, M., Llianres, Á., Rodríguez-Losada, A. y Ortiz, R., (2019). Strategies for the development of volcanic hazard maps in monogenetic volcanic fields: the example of La Palma (Canary Islands). *J. Applied Volcanology*, 8:6, <https://doi.org/s13617-019-0085-5>.

Martínez, M., de Moor, M. J. Di Piazza, A., Keizer, M., Berrocal, M., Avard, G., Osorno, D., Herrera, J., Carapezza, M. L. (2015). Magmatic volátiles in ash leachates and environmental impact assessment of the 29-30 October 2014 phreato-magmatic eruption of Turrialba Volcano, Costa Rica. Póster/resumen VS13p., 26th IUGG General Assembly Earth and Environmental Sciences for Future Generations, Praga, República Checa, 22 Junio-2 Julio, VS13, p. 97.

Martini, F., Tassi, F., Vaselli, O., Del Potro, R., Martínez, M., Van der Laat, R. y Fernández, E. (2010). Geophysical, geochemical and geodetical signals of reawakening at Turrialba volcano (Costa Rica) after almost 150 years of quiescence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 198(3-4), 416-432.

Marzocchi, W. y Bebbington, M. S. (2012). Probabilistic eruption forecasting at short and long time scales. *Bull. Volcanol.* 74, 1777-1807.

McBirney, A. R. y Williams, H. (1965). Volcanic history of Nicaragua. *Univ. Calif. Publ. Geol. Sci.*, 55, 1-65.

Meagher, T. F. (1859-1860). Holidays in Costa Rica. *Harper's New Monthly Magazine*. New York: Harper & Brothers, Publishers: diciembre: 18-38, enero; 145-164 y febrero: 304-325. Trad. al español: Vacaciones en Costa Rica. En: Fernández, R., 1929: Costa Rica en el siglo XX; antología de viajeros. Reproducción por la EUNED (I ed.): 2002, pp. 273-369 y en: Vargas, J. C. (2008, ed.): Tropical Travel: The Representation of Central America in the Nineteenth Century; Facsimiles of Illustrated Texts (1854-1895). Ed. UCR, pp. 255-319.

Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V. A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38 degrees S). *Journal of South American Earth Sciences*, 22, 1-2, 66-88.

Melson, W. G. (1988) Major Explosive Eruptions of Costa Rican Volcanoes: Update for Costa Rican Volcanism Workshop. Skyland, Shenandoah National Park, Virginia, nov. 15-17, 1988.

Melson, W. G., Barquero, J., Sáenz, R y Fernández, E. (1986). Erupciones explosivas de importancia en volcanes de Costa Rica (Un reporte del progreso alcanzado). Noviembre 1985. *Bol. Vulcanología*, 16, 15-20.

Mercalli, G. (1907). *Vulcani Attivi della Terra. Morfologia – dinamismo – prodotti – distribuzione geografica – cause*. Ulrico Hoepli, Ed. Libraio della Real Casa, Milano.

Miller, C. F. y Lee, H. (1966). *Operation ceniza-arena: The retention of fallout particle from volcan Irazú (Costa Rica) by plants and people*. Stanford Res. Inst., Merlo Park.

MIAVITA (2012). *Handbook for Volcanic Risk Management. Prevention, Crisis management, Resilience*. Orleans, Francia: MIAVITA (Mitigate and Assess risk from Volcanic Impact on Terrain and human Activities).

Montero, W. (1994). Neotectonic and related stress distribution in a subduction-collisional zone: Costa Rica. En H. Seyfried y W. Hellman (eds.): *Geology of an Evolving Island Arc. The Isthmus of Southern Nicaragua, Costa Rica, and Western Panama. Profil 7*, 125-141.

Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: Frontera oeste de la Microplaca de Panamá. *Revista Geol. Amér. Central*, 24, 29-56.

Montessus de Ballore, F. (1884). *Temblores y erupciones volcánicas en Centro-América con un apéndice meteorológico*. Imprenta del Dr. Francesco Sagrini, San Salvador.

Mooser, F., Meyer-Abich, H. y McBirney, A. R. (1958). *Catalog of Active Volcanoes of the World including Solfataras Fields of Central America*. International Volcanological Association; Nápoles.

- Morales, L. y Montero, W. (1984). Los temblores sentidos en Costa Rica durante: 1973-1983, y su relación con la sismicidad del país. *Revista Geol. Amér. Central*, 1, 29-56.
- Moussallam, Y., Peters, N., Ramírez, C., Oppenheimer, C., Aiuppa, A. y Giudice, G. (2014). Characterization of the magmatic signature in gas emissions from Turrialba Volcano, Costa Rica. *Solid Earth*, 5, 1341-1350.
- Muller, C. (2018). Volumen de magma almacenado y eruptivo del volcán Turrialba. Memoria IV Congreso Nacional de Gestión del Riesgo y Adaptación al Cambio Climático, 10-11 de octubre, p. 99-100.
- Murata, K. J., Dóndoli, C. y Sáenz, R. (1966). The 1963-65 eruption of Irazú Volcano, Costa Rica. *Bull Volcanol.*, 29, 765-793.
- Murcia, H., Borrero, C., Pardo, N., Alvarado, G.E., Arnosio, M. y Scolamacchia, T. (2013). Depósitos volcánoclasticos: términos y conceptos para una clasificación en español. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48,15-39.
- Newhall, C. G. y Self, S. (1982). The volcanic explosivity index (VEI): An estimate of explosive magnitude for historical volcanism. *J. Geophys. Res.*, 87, 1231-1238.
- Obando, L. G. y Soto, G. J. (1993). La turbera del río Silencio (El Cairo, Siquirres, Xosta Rica): Paleoambientes lagunares influenciados por las cenizas del volcán Turrialba. *Rev. Geol. Amér. Central*, 15, 41-48.
- Oersted, A. S. (1863). *L' Amerique Centrale. Recherches sur sa flore et sa géographie physique. Resultats d'un voyage dans les etats de Costa Rica et Nicaragua execute pendant les anes 1846-1848*. Premiere Livraison, Imprenta Bianco Luno, Copenague. Trad. al español por León, J., 2011: La América Central. Ed. Univ. de Costa Rica.
- Ortiz, E. (2020). *Evaluación de los efectos causados por la exposición a gases en ambientes frecuentados por parte de funcionarios de los parques nacionales volcán Poás y volcán Turrialba*. Tesis Lic. Escuela de Química, UNA.
- Ortiz, R. (Ed.). (1996). *Riesgo volcánico*. Lanzarote: Serie Casa de los Volcanes 5.
- Ortiz, R. y Araña, V. (1996). Daños que pueden producir las erupciones. En: R. Ortiz (Ed.): *Riesgo Volcánico*. Serie Casa de los Volcanes, Cabildo de Lanzarote, 5, 37-96.
- Paniagua, S. y Soto, G. (1986a). Reconocimiento de los riesgos volcánicos potenciales de la cordillera Central de Costa Rica, América Central. *Cienc. Tec.*, 10(2), 49-72.
- Paniagua, S. y Soto, G. (1986b). Reconocimiento de los riesgos volcánicos potenciales de la cordillera Central de Costa Rica, América Central. *Rev. CIAF*, 11(1-3), 178-199.
- Paniagua, S. y Soto, G. (1988). Peligros volcánicos en el Valle Central de Costa Rica. *Ciencia*

y *Tecnología*, 12(1-2), 145-156.

Paniagua, S., (1984). Contribución al conocimiento de la geología y petrología del vulcanismo Plioceno-Cuaternario de la Cordillera Central de Costa Rica. Univ. Chile (Tesis de M.Sc.).

Papale, P. (2017). Rational volcanic hazard forecasts and the use of volcanic alert levels. *J. Applied Volcanol.* 6 (13), doi 10.1186/s13617-017-0064-7

Parsons, W. H. (1967). Irazú Volcano. Cranbrook Inst. Science, *News Letters*, 36 (6), 70-79.

Peraldo, G. y Mora, M. (2008). Enseñanzas de la actividad histórica de los volcanes Irazú y Turrialba, Costa Rica, América Central. En: Virginia, G. (coord.): *Historia y desastres en América Latina*. III, 115-162.

Pittier, H. (1889). *Apuntaciones sobre el Clima y la Geografía de la República de Costa Rica. Observaciones y exploraciones efectuadas en el año de 1888*. Bol. Instituto Meteorológico Nacional, Tipografía Nacional, Tomo I.

Proyecto MET-ALARN (2005). *Recomendaciones técnicas para la Elaboración de Mapas de Amenaza por Erupciones Volcánicas*. Managua: INETER-COSUDE.

Reagan, M. K. (1987). *Turrialba Volcano, Costa Rica: Magmatism at the southeast terminus of the Central American arc* (Ph. D. dissertation). University of California, Santa Cruz.

Reagan, M, Duarte, E., Soto, G. J. y Fernández, E. (2006). The eruptive history of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions. En W. I. Rose, G. J. S. Bluth, M. J. Carr, J. W. Ewert, L. C. Patino, J. W. Vallance (eds.): *Volcanic Hazards in Central America, Special Paper 412*, 235-257.

Rizzo, A. L., Piazza, A., de Moor, J. M., Alvarado, G. E., Avarad, G., Carapezza, M. L. y Mora, M. M. (2016). Eruptive activity at Turrialba volcano (Costa Rica): Inferences from $^3\text{He}/^4\text{He}$ in fumarole gases and chemistry of the products ejected during 2014 and 2015. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17, doi: 10.1002/2016GC006525.

Rojas, J. G. (2011). Evaluación del riesgo sísmico y vulcanológico, vulnerabilidad del distrito de Santa Cruz, cantón de Turrialba, provincia de Cartago. Tesis Lic., Escuela Ing. Civil, Univ. Central.

Ruiz, M. y Jiménez, E. (1968). Efecto residual de la ceniza volcánica en la calidad fotosintética del cafeto. *Café*, 9 (2), 6-11.

Ruiz, P., Turrin, B. D., Soto, G. J., Del Potro, R., Gagnevin, D., Gazel, E. y Swisher, C. C. (2010). Unveiling Turrialba (Costa Rica) volcano's latest geological evolution through new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, ages. In *AGU Fall Meeting Abstracts*.

Ruiz, P., Vega, P. y Barrantes, R. (2015). *Modelación de lahares generados por el volcán Turrialba y su posible afectación a la red vial nacional*. Laboratorio Nacional de Materiales y Modelos Estructurales. Universidad de Costa Rica 42 pp.

Salazar, G. (2012). Geomorfología de Turrialba. En Rodríguez, R., Salazar, E. G. y Solano, W. (eds.). *Turrialba mucho más que cien años*. EUNED, pp. 13-22.

Sapper, K. (1925). *Los volcanes de la América Central*. Halle (Saale): Max Niemayer.

Seebach, K. von (1865). Seebach's Besteigung des Vulkans Turrialba in Costa-Rica. *Petermann's Geogr. Mittheilungen*, IX, 321-324.

Sapper, K. (1902). *Mittelamerikanische Reisen und Studien aus den Jahren 1888 bis 1900*. Vieweg & Sohn, Braunschweig,

Sapper, K. (1913). *Die mittelamericanischen Vulkane*. Peterm. Mitt., Erg.-H. 178, Gotha.

Sapper, K. (1925). *Los volcanes de la América Central*. Estudios sobre América Central y España, Max Niemayer, Extra-Serie 1, Halle (Saale).

Schuster, R. L. (1981). Effects of the eruptions on civil Works and operations in the Pacific Northwest. En: Lipman, P.W. y Mullineaux, D.R. (eds.): *The 1980 eruptions of Mount St. Helens, Washington*. Geol. Survey Prof. Paper 1250:701-718.

Seebach K. von (1865). Seebach's Besteigung des Vulkans Turrialba in Costa-Rica. *Petermann's Geogr. Mittheilungen*, IX, 321-324 + lámina 9, Gotha.

Seebach K. von (1892). *Über Vulkane Centralamerikas.- Aus den nachgelassenen Aufzeichnungen von K. von Seebach*. Abh. Kgl. Ges. Wiss. 38, Dieterichsche Verlags - Buchhandlung, Göttingen.

Sheridan, M. F., Wohletz, K. H. y Dehn, J. (1987). Discrimination of grain-size subpopulations in pyroclastic deposits. *Geology* 15, 367-370.

Sjöbohm, L. M. (2013). *Aplicación de GIS para la preparación de mapas de peligros volcánicos y restricción de uso de la tierra en el volcán Turrialba, Costa Rica* [Tesis M.Sc.]. Universidad de San Francisco de Quito.

SNAA (1964). Efectos de la actividad volcánica en el sistema de abastecimiento de agua de la ciudad capital. En: Informe Anual del Servicio Nacional de Acueductos y Alcantarillados (SNAA), pp. 32-41.

Soto, G. J. (1988a). Estructuras volcano-tectónicas del Volcán Turrialba, Costa Rica, América Central. *V Congreso Geol. Chileno*, 8-12 de agosto de 1988. Santiago, Actas III (I), 162-175.

Scott, W. E. (1989). Volcanic and related hazards. En Tilling, R. I. (Ed.). *Volcanic Hazards* (pp. 9-23). Washington D. C.: American Geophysical Union.

Siebert, L. (1986). Hazards of Large Volcanic Debris Avalanches and Associated Eruptive Phenomena. En Scarpa, R. y Tilling, R. I. (eds.). *Monitoring and Mitigation of Volcano Hazards*, Springer, 541-572.

Siebert, L., Sinkin, T. y Kimberly, P. (2010). *Volcanoes of the World*. ix + 551 pp. Smithsonian Institution, Univ. California Press, Londres.

Szakacs, A. (1994). Redefining active volcanoes: a discussion. *Bull. Volcanol.*, 56, 321-325.

Tanguy, J. C., Ribiere, C., Scartha, A. y Tjetjep, W. S. (1998). Victims from volcanic eruptions: a revised database. *Bull Volcanol.*, 60, 137-144.

Tierz, P. (2020). Long-Term Probabilistic Volcanic Hazard Assessment Using Open and Non-open Data: Observations and Current Issues. *Frontiers in Earth Science*, doi: 10.3389/feart.2020.00257

Tilling, R. I. (1982). *Eruptions of Mount St. Helens: Past, Present, and Future*. U.S. Geol. Surv., Washington.

Tournon, J. (1984) *Magmatismes du Mesozoique a l' Actuel en Amerique Centrale: L'exemple de Costa Rica, des Ophiolites aux Andesites*. Univ. Curie, París [Tesis doctoral].

Tristán, J. F. (1922). Karl von Seebach y sus estudios sobre Costa Rica. Liceo de Costa Rica, Imprenta Lehmann, 9, 1-46.

U.S. National Weather Service (2013). Environmental Modeling Center, Global Forecast System. <http://www.emc.ncep.noaa.gov/index.php?branch=GFS>.

Manen, S. M. van (2014). Hazard and risk perception at Turrialba volcano (Costa Rica): implications for disaster risk management. *Applied Geography* 50, 63-73.

Manen, S. van, Avard, G. y Martínez, M. (2015). Co-ideation of disaster preparedness strategies through a participatory design approach: Challenges and opportunities experienced at Turrialba volcano, Costa Rica. *Design Studies*, 40, 218-245.

Vargas, A. y Alvarado, G. E. (2017). *Amenaza volcánica sobre las líneas de transmisión y subestaciones eléctricas del ICE, Costa Rica*. Área de Amenazas y Auscultación Sismológica y Volcánica, ICE, San José [Inf. Interno].

Vargas, E., Rojas, J. y Ureña, B. (2016). Preparación de la población costarricense ante una erupción importante. Curso II semestre Diseño de Encuestas por Muestreo, Escuela de Estadística, Univ. Costa Rica (inédito).

Vaselli, O., Tassi, F., Minissale, A., Montegrossi, G., Duarte, E., Fernández, E. y Bergamaschi, F. (2003). Fumarole migration and fluid geochemistry at Poás Volcano (Costa Rica) from 1998 to 2001. En Oppenheimer, C., Pyle, D. M. y Barclay, J. (Eds.), *Volcanic Degassing. (Geol. Soc. Special Publ., 213, 247-262)*. Londres: Geol. Soc.

Walker, G. P. L. (1980). The Taupo pumice: Product of the most powerful know (ultraplinian) eruption? *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8,69-94.

Wardman, J. B., Wilson, T. M., Bodger, P. S., Cole, J. W. y Johnston, D. M. (2011). Investigating the electrical conductivity of volcanic ash and its effect on HV power systems. *Phys. Chem. Earth.*, 45-46, 128-145.

Wardman, J. B., Wilson, T. M., Bodger, P. S., Cole, J. W. y Stewart, C. (2012). Potential impacts from tephra fall to electric power systems: a review and mitigation strategies. *Bull. Volcanology*, 74(10), 2221-2241.

Wardman, J., Wilson, T., Hardie, S. y Bodger, P. (2014). Influence of Volcanic Ash Contamination of the Flashover Voltage of HVAC Outdoor Suspension Insulators. *IEEE Transactions of Dielectrics and Electrical Insulation*, 21(3), 1189-1197.

Warrick, R.A. Anderson, J., Downing, T., Lyons, T., Ressler, J. y Warrick, T. (1981). *Four communities under ash. After Mount St. Helens*. Program on Technology, Environment and Man, Univ. Colorado, Inst. Behavioral Sci., Monograph 34.

White, R. y McCausland, W. (2016). Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 309, 139-155.

Williams, S. N. y Self, S. (1981). The October 1902 eruption of Santa María Volcano, Guatemala. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 16, 33-56.

Williams-Jones, G. y Rymer, H. (2000). Hazards of volcanic gases. En Sigurdsson, H. (ed.). *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press., pp. 997-1004.

Williams-Jones, G. y Rymer, H. (2015). Hazards of Volcanic Gases. En Sigurdsson, H. (ed. 2^{da} edición). *The Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, pp. 985-992.

Willie, A. y Fuente, G. (1975). Efecto de la ceniza del volcán Irazú (Costa Rica) en algunos insectos. *Rev. Biol. Tropical*, 23 (2), 165-175.

Wilson, T. M., Stewart, C., Sword-Daniels, V., Leonard, G. S., Johnston, D. M., Cole, J. W., Wardman, J., Wilson, G. y Barnard, S. T. (2012). Volcanic ash impacts on critical infrastructure. *Physics and Chemistry of the Earth*, 45-46, 5-23.

Wohletz, K. H., Sheridan, M. F. y Brown, K. (1989). Particle Size Distribution and the Sequential Fragmentation/Transport Theory Applied to Volcanic Ash. *J. Geophys. Res.* 94, 15 703-15 721.

Yglesias, M. y Chamizo, H. A. (2013). Riesgo de padecer enfermedades y síntomas respiratorios asociados a la exposición a dióxido de carbono y dióxido de azufre provenientes del volcán Turrialba, Costa Rica. *Horizonte Sanitario*, 12 (1), 7-13.

Yglesias-González, M. y Chamizo-García, H. A. (2014). Susceptibilidad y síntomas respiratorios asociados a la exposición a dióxido de carbono y dióxido de azufre provenientes del volcán Turrialba, Costa Rica. *Población y Salud en Mesoamérica*, 12 (1), 118-138.

Yokoyama, I., Tilling, R. y Scarpa, R. (1984). *International mobile early-warning systems of volcanic eruptions and related seismic activities*. Paris: Unesco.

Zárate, E. (1988). Factores meteorológicos asociados a desastres causados por erupciones volcánicas en Costa Rica. *Ciencia y Tecnología*, 12(1-2), 41-52.

Zeledón, E. (2014). *Viajes por Costa Rica, tomo II (Por los caminos de Costa Rica 1)*. EUNED, San José.

Zobin, V. M. (2001). Seismic hazard of volcanic activity. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 112, 1-14.