

Instituto Costarricense de Electricidad

**ACTUALIZACIÓN DEL ANÁLISIS DEL PELIGRO
VOLCÁNICO DEL ARENAL, COSTA RICA**

Geól. Guillermo E. Alvarado

Grupo Geociencias, ICE

Físico José Brenes-André

Red Ciudadana de Estaciones Meteorológicas

Ing. David Núñez

Ingeniería y Construcción, ICE

Geól. Jason Borbon

Consultor independiente

Geógr. Martín A. Ramírez

Escuela de Ciencias Geográficas, UNA

Geól. Yemerith Alpizar

Universidad Técnica Nacional

Infor. Santiago Núñez

University of Illinois Urbana-Champaign

Quím. José P. Sibaja

Laboratorio de Química de la Atmósfera, UNA

Geol. Lidier Esquivel

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



Mayo 2023

Entidades participantes y distribución de tareas



Geól. Guillermo E. Alvarado

Vulcanología y peligros volcánicos, gestión del riesgo; editor y coordinador del informe y de las prácticas estudiantiles (UCR y UNA)

Físico José Brenes-André

Modelización de la caída de tefras, modelo fractal y fragmentación secuencial

Ing. David Núñez

Evaluación hidráulica de puentes y alcantarillas para rutas de evacuación

Geól. Jason Borbon

Evaluación de las rutas de evacuación y gestión de riesgos

Geógr. Martín Alonso Ramírez

Crecimiento poblacional y vulnerabilidad

Geól. Yemerith Alpízar

Modelados de lahares y de flujos piroclásticos, gestión del riesgo

Infor. Santiago Núñez

Modelización de la caída de tefras

Quím. José P. Sibaja

Emisiones del material particulado suspendido y gases

Geol. Lidier Esquivel

Gestión del riesgo

INSTITUTO COSTARRICENSE DE ELECTRICIDAD	1
RESUMEN	5
1. INTRODUCCIÓN	6
1.1 ASPECTOS GEOGRÁFICOS Y GEOHISTÓRICOS	14
1.1.1 PRIMEROS REPORTES SOBRE EL ARENAL Y ORIGEN DEL NOMBRE	14
1.1.2 PROTECCIÓN Y COLONIZACIÓN	21
1.2 LAS OBRAS DE GENERACIÓN ELÉCTRICA.....	27
2. METODOLOGÍA	31
3. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN ARENAL.....	52
3.1 MARCO TECTÓNICO REGIONAL	57
3.2 MARCO ESTRATIGRÁFICO LOCAL.....	62
3.2.1 Aspectos petrográficos y petrológicos	66
3.2.2 Tefroestratigrafía.....	70
3.2.2.1 Niveles guía.....	80
3.2.2.2 Dinámica eruptiva del Arenal: Discusión sobre la tefroestratigrafía y la recurrencia eruptiva reciente	101
3.3 GEOMORFOLOGÍA.....	107
3.3.1 GEOFORMA VOLCÁNICAS PRIMARIAS	111
3.3.1.1 Los conos volcánicos y sus cráteres	111
3.3.1.2 Campos de coladas de lava.....	121
3.3.2 GEOFORMAS DENUDACIONALES	128
3.3.2.1 Planéze.....	128
3.3.3 GEOFORMAS VOLCANO-SEDIMENTARIAS	129
3.3.4 GEOFORMAS NEOTECTÓNICAS	133
4. ACTIVIDAD ERUPTIVA HISTÓRICA.....	135
4.1 LOS PRIMEROS REPORTES POCO DOCUMENTADOS DURANTE SU COLONIZACIÓN	135
4.2 LAS ERUPCIONES DE 1968 al 2010.....	138
4.3 EL DORMITAR ERUPTIVO A PARTIR DEL 2011 HASTA EL PRESENTE	172
5. ACTIVIDAD VOLCÁNICA SECUNDARIA	173
(FUMAROLAS Y FUENTES TERMALES).....	173
6. PELIGRO VOLCÁNICO.....	186
6.1 RECUENTO DE LOS ESTUDIOS PREVIOS DE PELIGRO VOLCÁNICO.....	193
6.2 BASES PARA LA ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD.....	201
6.3 AMENAZAS VOLCÁNICAS DIRECTAS	204
6.3.1 GASES Y AEROSOLIOS VOLCÁNICOS	204
6.3.1.1 Estimación de las emisiones del material particulado suspendido y del dióxido de azufre	208
6.3.2 COLADAS DE LAVA Y DOMOS.....	216
6.3.3 FLUJOS PIROCLÁSTICOS	221
6.3.4 PIROCLASTOS DE CAÍDA.....	230
6.3.5 PROYECTILES BALÍSTICOS.....	259
6.3.6 TERREMOTOS VOLCÁNICOS.....	264
6.3.7 FORMACIÓN DE GRIETAS.....	266
6.3.7 FORMACIÓN DE NUEVOS CRÁTERES Y CONOS	266
6.4 AMENAZAS VOLCÁNICAS INDIRECTAS.....	267
6.4.1 LLUVIA ÁCIDA.....	267
6.4.2 LAHARES	267
6.4.3 AVALANCHA DE ESCOMBROS VOLCÁNICA Y DESLIZAMIENTOS	270
6.4.4 SEICHE (OLAS DENTRO DEL EMBALSE).....	271

6.4.5 ONDAS DE CHOQUE ATMOSFÉRICAS.....	272
6.4.6 RAYOS POR DESCARGAS ELÉCTRICAS.....	273
7. VIGILANCIA VOLCÁNICA	274
7.1 HISTORIA DE LA VIGILANCIA VOLCÁNICA EN EL ARENAL	274
7.2. MONITOREO ACTUAL	290
7.2.1 Sismología volcánica.....	291
7.2.2 Geoquímica de aguas, gases, aerosoles y cenizas volcánicas.....	295
7.2.3 Geodesia volcánica	295
7.2.4 Geofísica	296
7.2.5 Sensores remotos.....	296
8. ASPECTOS SOBRE LA GESTIÓN DEL RIESGO	299
8.1 EVALUACIÓN DEL ESTADO DE CONOCIMIENTO DEL VOLCÁN	300
8.2 RIESGO EXTENSIVO Y RIESGO INTENSIVO	305
8.3 PROTECCIÓN DE LA INFRAESTRUCTURA Y LOS SERVICIOS: SOSTENIBILIDAD Y SEGUROS.....	309
8.4 COMUNICACIÓN DE LA INFORMACIÓN SOBRE EL VULCANISMO	310
8.5 ¿QUÉ SE HA HECHO, SE ESTÁ HACIENDO Y SE PUEDE HACER PARA UNA MEJOR GESTIÓN DEL RIESGO?	316
8.6 COMENTARIOS SOBRE LA PREPARACIÓN Y RESILIENCIA DE LOS POBLADOS VECINOS	324
8.7 ¿QUÉ SE PUEDE ESPERAR EN LO QUE RESTA DEL SIGLO Y PARTE DEL ENTRANTE?	328
8.8 LOS CORREDORES VIALES EN EL ARENAL: SU EVALUACIÓN Y RUTAS DE ESCAPE	334
8.9 PERCEPCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO.....	346
8.10 PROYECCIÓN POBLACIONAL DE LA FORTUNA AL 2030 CON ENFOQUE HACIA LA VULNERABILIDAD VOLCÁNICA	349
8.11 LAS POLÍTICAS DE ORDENAMIENTO TERRITORIAL Y ASPECTOS FALTANTES	353
8.12 LA REGULACIÓN EN EL USO DEL SUELO EN EL ARENAL	354
8.12.1 Antecedentes	354
8.12.2 Propuesta de zonificación de Soto (2004).....	365
8.12.3 ¿Resulta necesaria una nueva actualización de la regulación del uso del suelo?	374
9. CONCLUSIONES	385
10. RECOMENDACIONES	387
11. AGRADECIMIENTOS.....	392
12. ANEXOS	393
ANEXO A:	393
APLICACIÓN DEL MODELO FRACTAL AL LAS TEFRAS DEL ARENAL.....	393
13. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	446

RESUMEN

El presente informe actualiza la amenaza volcánica sobre el complejo hidroeléctrico Arenal-Miguel Dengo-Sandillal (ARDESA), dando énfasis a la planta Arenal y sus principales instalaciones (casa de máquinas, subestación eléctrica, toma de aguas y, particularmente, la presa Sangregado), así como los alrededores de La Fortuna por su cercanía al volcán, incluyendo sugerencias hacia el desarrollo futuro de la infraestructura y manejo del Parque Nacional Volcán Arenal (PNV Arenal) en el presente siglo. Las instalaciones ICE en la región se ubican entre 6.5 y 32.6 km al W del volcán Arenal, uno de los volcanes más peligrosos de Costa Rica, aunque en la actualidad está dormido, de ahí la importancia en conocer el peligro volcánico, en lo que resta del presente siglo y milenio. El volcán Arenal se mantuvo eruptivamente activo por espacio de 42 años (coladas de lava y explosiones menores) entre 1968 y el 2010, pero posee un registro eruptivo de grandes erupciones en los últimos 7000 años. La presa Sangregado no se vio sometida a ningún evento volcánico adverso, en ninguna de sus fases (investigación, construcción y operación). En la actualidad, el volcán Arenal registra temblores volcánicos menores (no perceptibles por la población) y actividad secundaria (actividad exhalativa cuspidal, fumarolas, mofetas y fuentes termales). Dichos registros eruptivos permiten analizar las posibles amenazas y el riesgo asociado a la que están expuestas las obras hidroeléctricas, infraestructura en general y población, relacionado con diferentes tipos de peligros volcánicos primarios (caída de ceniza y balísticos, oleadas y flujos piroclásticos, coladas de lava) y secundarios (lahares, deslizamientos, *seiches*, entre otros), incluyendo eventos primarios más grandes, como lo son las erupciones plinianas y subplinianas, que podrían tener un período de recurrencia de unos 600 años. El peligro y el riesgo asociado para las obras de generación eléctrica puede estimarse como muy bajo por el momento y lo que resta de su período de vida útil, aunque no nulo. El análisis de los lahares con el programa LAHARZ y flujos piroclásticos indica que, en general, la peligrosidad para las obras de generación del ICE es muy baja a muy baja, esto en dependencia que se presenten los factores necesarios para que se de este tipo de evento. Eso sí, se debe de velar por el cumplimiento de no construir cerca de los cauces de los ríos y quebradas según rige en la ley. Aunque el volcán se encuentra en una fase de calma eruptiva difícil de establecer, que puede variar entre algunos años e incluso siglos, el registro geológico indica, sin lugar a duda, que se va a volver a activar y suele hacerlo de manera violenta, incluso con eventos varias veces mayores a los de 1968. Cuando se presente un nuevo evento de importancia, los efectos en la economía y el modo de vida de la población de La Fortuna, Z-13, Nuevo Arenal, Tilarán y quizás Venado (en función de la dirección del viento predominante al momento del evento), serán de consideración y se extenderán por años. Por ello, existe un compromiso ético y académico de no permitir grandes desarrollos poblacionales o de obras vitales en al menos un radio de 6 km, en particular en su flanco occidental y nórdico. Una serie de recomendaciones se brindan al final del trabajo, así como un desarrollo completo sobre los diversos aspectos que competen a la gestión del riesgo. A lo largo del informe se aporta la fundamentación científica que soporta las sugerencias o recomendaciones para que puedan ser evaluadas y aplicadas por los Comités Comunales de Emergencia, los Comités Municipales de Emergencia, las Municipalidades, además de los procesos de planificación territorial y regulación del uso del suelo, aspectos turísticos y del manejo e información del PNV Arenal y sus áreas vecinas.

1. INTRODUCCIÓN

El volcán Arenal se ubica en una de las estribaciones de la cordillera de Tilarán, entre las cordilleras volcánicas de Guanacaste y la Central, a unos 151 km de San José (Fig. 1.1). Con aprox. 1755 m s.n.m., es un imponente estratovolcán (aprox. 1.1 km de altura) de forma cónica, erguido a unos 7 km al WSW de la Fortuna de San Carlos; su área es de 33 km² (11-15 km³).

Después de 42 años de actividad casi ininterrumpida (1968-2010), en el 2010 el volcán Arenal perdió su galardón como uno de los 16 volcanes más activos del mundo con generación de explosiones estrombolianas y vulcanianas, flujos piroclásticos relativamente frecuentes y lluvia ácida omnipresente, pero mantiene aún el puesto de ser uno de los más peligrosos de Costa Rica. En la actualidad, su actividad se restringe a una sismicidad baja de fondo (temblores volcanotectónicos, tremores casuales, sismos de baja frecuencia), fumarolas de alta temperatura y actividad exhalativa, particularmente durante la época de lluvia, que suele confundirse todos los años con erupciones, aunque algún día en décadas o centurias, todos los vulcanólogos concuerdan en que se va a volver a despertar y quizás de manera igual o más violenta que en 1968. Otro aspecto que resulta claro para la mayoría de los costarricenses el enorme desarrollo socioeconómico que ha adquirido La Fortuna de San Carlos, al establecerse como una meca turística a nivel mundial, a raíz del espectáculo eruptivo pasado, las bellezas del Parque Nacional volcán Arenal (PNVA), el termalismo (prácticamente una ciudad termal) y la multiplicidad de actividades turísticas alrededor del embalse de Arenal, que forma a su vez parte del complejo hidroeléctrico Arenal-Dengo-Sandillal (ARDESA). A ello se le agrega que es una zona de paso y de interconexión con otros lugares turísticos como Monteverde, Guanacaste, las cavernas de Venado y el Río Celeste, en el parque nacional volcán Tenorio.

Como se verá en el presente informe, el desarrollo en infraestructura y población va a incrementar hacia los alrededores del Arenal según las proyecciones, por lo que las medidas de restricción en ciertas actividades e infraestructura deben de mantenerse con ciertas modificaciones, ante el hecho de que el volcán continúa siendo un peligro latente, aunque en la actualidad esté dormido y pueda mantenerse así por décadas o incluso más de una centuria. Existe una responsabilidad Profesional, ética y como costarricenses de evitar, en la medida de lo posible, que una nueva tragedia se repita, así ocurra cuando ya ninguno de los participantes de este informe esté presentes. Las medidas hay que tomarlas y mantenerlas ahora, cuando hay tiempo y voluntad para ello, incluso cuando el recuerdo de la tragedia se mantiene vivo entre los habitantes.

A lo largo del informe se verterán los argumentos y las sólidas bases científicas que sustentan la discusión sobre las diferentes temáticas sobre la gestión del riesgo y las recomendaciones a corto y mediano plazo. Estas no solo servirán para que los tomadores de decisiones a nivel político y administrativo tengas elementos sobre ello, sino para una mejor administración del parque nacional volcán Arenal y de las obras de generación eléctrica de ARDESA.

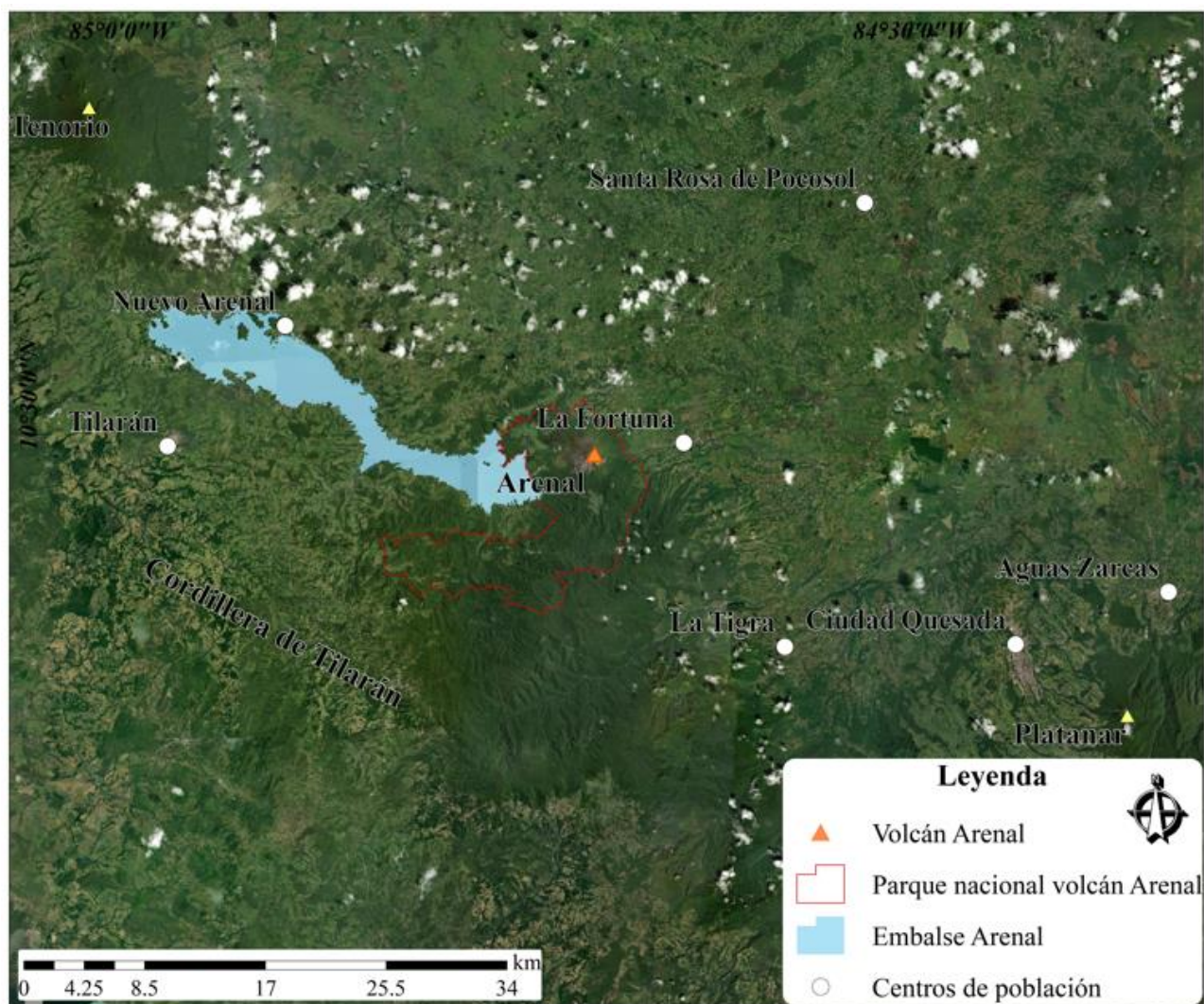


Fig. 1.1: Ubicación del volcán Arenal y su contexto geográfico.

Con toda probabilidad, el volcán Arenal es el volcán más estudiado en Costa Rica con un sinnúmero de informes internos, publicaciones y libros sobre diversos temas, pero particularmente vulcanológicos (ver Alvarado et al., 1988c; Alvarado, 2021). Pese a ello, al cumplirse una decena de años de inactividad eruptiva, surge la pregunta válida y difícil de contestar ¿cuándo y cómo se va a volver a despertar? seguido de ¿amerita el realizar una actualización de la peligrosidad volcánica del Arenal? Varios aspectos parecen apuntan a que sí:

a) Enfoque en el peligro y gestión del riesgo: El Arenal mantiene una actividad sísmica de fondo tal y como se dijo, pero más importante e inquietante aún, es que no se conoce cuánto duran sus fases de inactividad, en particular si se refiere a erupciones similares a la de 1968. Tan solo se tiene una idea de la ocurrencia y lapso de pausas con respecto a las erupciones significativamente mayores a las de 1968. Por ello, dentro del marco del proyecto institucional de Seguridad de Presas y Continuidad del Negocio, desde donde ARDESA proporciona el 25 % de la energía eléctrica que se consume a nivel nacional, cualquier actualización y recomendaciones resultan bienvenidas. El último informe generalizado de peligrosidad volcánica fue realizado hace 18 años para la CNE (Soto, 2004), mientras que el ICE realizó algunos informes internos enfocados hacia la presa de

Sangregado, subestaciones y líneas de transmisión (Alvarado y Vargas, 2017, Vargas y Alvarado, 2017).

b) Nueva información: Notorio y relevante resulta que la CNE recientemente contrató (junio-noviembre 2022) la realización de una topografía de detalle del volcán Arenal, que abarca La Fortuna, parte del río Arenal, el volcán Chato y la presa de Sangregado. Esta topografía se había considerado como una de las debilidades relativas de los estudios de peligrosidad anteriores. Ahora que se dispone de dichos resultados, se puede dar una notoria mejoría a los estudios y afinar la extensión de ciertos peligros volcánicos, en particular (lahares, flujos piroclásticos y coladas de lava) aplicando programas de cómputo especializados y, con ello, verificar la zonificación en los alrededores del Arenal. Previamente, se tenía la topografía a escala 1:50 000 del mapa de la hoja Fortuna del Instituto Geográfico Nacional (IGN), que fue obtenida a partir de fotografías aéreas tomadas en 1961, que dieron los mapas de 1962. La última edición de la hoja Fortuna es de 1984, con actualización fotoplanimétrica parcial fue en 1983 con fotografías aéreas tomadas por el IGN en 1980. Reiteradamente se enfatizaba que era absolutamente claro que un mapa a escalas mayores que 1:50 000, requería de una topografía de detalle suficiente y, sobre todo, actualizada, puesto que el volcán modificó substancialmente su entorno, no solo con el aporte de más de 0.5 km³ de material nuevo que se ha emplazado sobre todo en el flanco occidental del volcán, y que ha modificado ostensiblemente la topografía, sino los procesos erosivos posteriores al 2010.

Además, en el presente estudio, se ha enfocado en la caracterización de las microcuencas que canalizarían los flujos hacia los pasos de agua (alcantarillas) y puentes, que se encuentran sobre la ruta 142, donde se calcula, además, su capacidad hidráulica y utilizando dicho valor como un indicador de vulnerabilidad de funcionamiento ante la probabilidad de ser obstruidos, provocando el rebalse del flujo sobre la carretera y a su vez generar el riesgo de obstaculizar o destruir las posibles rutas de evacuación para los residentes y turistas ubicados en las faldas del volcán durante una situación de emergencia.

La problemática de la presente investigación abarca también una de las principales preguntas ¿Qué áreas poseen un crecimiento urbano exponencial y que grado de amenaza estarían expuestas ante una posible reactivación del volcán Arenal?

c) Actualización: Ante la solicitud expresa de la Junta Directiva de la CNE del 23 de agosto del 2000, se confeccionó un reglamento para el mejor manejo de las áreas bajo amenaza volcánica, que fue publicado en La Gaceta N.º8 del 11 de enero del 2001 y modificado en La Gaceta del 3 de mayo del 2016 (alcance 67). Ya han pasado más de 6 años desde la última actualización. La nueva propuesta de zonificación que resulte de los resultados del presente estudio ayudará a un mejor manejo del PNV Arenal y a replantear con mejores afinamientos otros aspectos de las zonas de restricción según los reglamentos citados, en aras de una mejor planificación territorial y de un manejo adecuado a la gestión del riesgo, teniendo presente la fase de dormitar actual del volcán. En el caso de modificarse el estado de actividad del Arenal hacia una eventual inquietud o reactivación, las condiciones de la zonificación deberán, sin duda, de cambiar a la brevedad y de activarse los comités y planes de emergencia.

d) Integridad: La integralidad del presente estudio no solo se da en que 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 7000 años o 7 ka). Por su parte, se considera el real alcance del término peligrosidad, al englobar la probabilidad de ocurrencia.

d) 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 Arenal (PNV Arenal) del Sistema Nacional de Áreas de Conservación (SINAC) y el Laboratorio de Química de la Atmósfera (LAQAT) de la UNA.

Referente a los estudios previos de peligro volcánico, el tema central que compete en el presente trabajo, fueron realizados con diferente grado de detalle (cantidad de información), escala y enfoques. A lo largo de varios meses se trabajó en la recopilación de información relacionada con la actualización de la amenaza del volcán Arenal, que incluyó trabajos publicados e inéditos, minutas de reuniones, documentos internos y documentación gráfica, hemerográfica y cartográfica. En cuanto a los documentos y mapas fundamentales que contienen la información geológica, estructural y estratigráfica de primera mano, que han sido usados para la producción del mapa de peligros, se tiene información cuantiosa, entre los que destacan los siguientes: Malavassi (1979), Alvarado et al. (1988, 1997, 1998), Zapata y Soto (1991), Alvarado y Soto (2002), Geotermica Italiana-ICE (1992), Ghigliotti et al. (1992, 1993), Soto y Taylor (2003), Soto y Alvarado (2004), Soto (1993, 2004), Soto et al. (1998). También se realizaron varios estudios privados de peligro volcánico, dos de los cuales sobresalen por su grado de detalle y aspectos de interés (Malavassi, 1998; Rojas, 1999).

En un estudio sobre el embalse de Arenal, realizado principalmente a raíz del problema del crecimiento del gamalote, según requerimientos del ICE, se comenta que en futuras erupciones la caída de ceniza en el embalse puede representar un serio problema (Axelsson, 1996), por ello, este estudio aporta elementos a tomarse en consideración. Desgraciadamente, el citado estudio no hace uso de las múltiples investigaciones vulcanológicas realizadas por el ICE hasta ese entonces.

Si bien existe una gran cantidad de investigaciones científicas de índole vulcanológico en el Arenal (geofísica, sismología, geoquímica, deformación volcánica, geología, estratigrafía, etc.), lo cierto es que muy pocas de ellas toman en consideración la población asentada en los alrededores del Volcán o la planificación del territorio que debe darse en una zona tan especial como La Fortuna de San Carlos, no solo por la presencia de un volcán activo, sino por la acelerada dinámica de cambio de usos del suelo y la fuerte inyección de capital producto del desarrollo de la actividad turística. Investigaciones como la realizada por Navarro (2003), enfatizan en la dinámica poblacional que posee la Fortuna, en donde dicho estudio presenta un análisis del crecimiento urbano, poblacional y de infraestructura turística en el distrito, en el período comprendido entre 1972 al 2002. Además, otro estudio de vital importancia es el realizado por Berrocal (2008), el cual presenta un análisis de peligrosidad del volcán Arenal y evalúa la exposición y vulnerabilidad presente que reside y el sector turístico que ha tenido un auge considerable en la zona.

El presente trabajo agrega y actualiza diversos aspectos en ese sentido. El crecimiento turístico en el distrito de la Fortuna desde 1990 ha presentado cambios considerables en el cambio del uso de la tierra, en donde fincas agropecuarias cedieron el paso a grandes cadenas hoteleras, centros recreativos, comercios ligados al turismo, las cuales están situadas en zonas con una vulnerabilidad considerable ante el riesgo volcánico. El desarrollo urbano requiere de una planificación adecuada y cuidadosa con la finalidad de normar, evitar o disminuir impactos negativos futuros; debe ser sustentable donde puedan conservarse los recursos naturales, y en zonas de exposición ante un riesgo, poseer medidas preventivas y restricciones para las edificaciones de infraestructura ya sea para uso residencial y comercial, entre otros servicios.

El propósito del presente informe es el aumentar el grado de comprensión de los peligros volcánicos y sus incertidumbres, incluyendo vulnerabilidad en infraestructura vial y social, como una base para la gestión de los riesgos actuales y futuros, en todas las escalas, tanto espaciales como temporales. Mediante una serie de enfoques, incluyendo la modelación, se espera que se logre aumentar el grado de comprensión de la naturaleza multidimensional y las interacciones dinámicas de los peligros y sus riesgos, con el fin de poder afrontar los sistemas críticos, tales como las líneas vitales, la economía y salvaguardar la vida y la salud humana. Adicionalmente, se debe de tener presente el enorme capital invertido en la región para la generación hidroeléctrica, activos de suma importancia para el ICE y el país.

Se debe reconocer que es posible lograr una reducción del riesgo si se comprenden y abordan los patrones y los contextos fundamentales de vulnerabilidad y exposición. La frecuencia o recurrencia con la que ocurren los eventos, sin embargo, si posee una incertidumbre conceptual mucho mayor, la cual justamente es la que incide en la probabilidad, parámetro que define en buena medida la peligrosidad de un tipo de evento particular.

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 Arenal. Además, ayudará a la concientización de los gobiernos locales en el uso y la divulgación de las amenazas volcánicas, 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 la población y desarrolladores en la Web de la CNE), con el fin de prevenir e informar sobre la exposición de la población al riesgo volcánico.

También, en un futuro cercano se espera incluir las figuras de los *vigilantes volcánicos* en las comunidades alrededor del volcán Arenal, en donde representantes de la comunidad van a ser capacitados sobre los peligros volcánicos y serán los encargados de tomar muestras de ceniza, gases y características del agua, como una forma de involucramiento entre las instituciones y la sociedad, para así, generar ciencia ciudadana con la participación y la generación de información química sobre el ambiente volcánico.

Cuadro 1.1: Estudios geológicos y vulcanológicos del volcán Arenal.

Tema	Referencias relevantes
Actividad eruptiva histórica	Melson y Sáenz (1968, 1973), Matumoto (1968), Merino (1968), Simkin (1968), Waldron (1968), Minakami et al. (1969), Chaves y Sáenz (1970), Fudali y Melson (1972), ICE (1972), Matumoto y Umaña (1975, 1976), Cevo (1976), Hantke (1976), Sáenz (1968, 1977), Bennet y Racchini (1977), Barquero (1978-1994), Güendel y Malavassi (1980), Cigolini et al. (1984), Alvarado (1989, 2009, 2021), Alvarado et al. (1988), Soto y Barquero (1991), Peraldo (1995), Soto et al. (1996a, b), Soto (1997a, b, 1998), Soto y Arias (1998), Arroyo et al. (1999, 2000), Alvarado y Arroyo (2000), Alvarado y Soto (2002), Arroyo y Taylor (2002), Soto y Taylor (2003, 2009), Murillo y Ruiz (2004), Taylor et al. (2004), Cole et al. (2005), Abarca y Matamoros (2006), Vargas et al. (2006), Taylor y Soto (2010), Mora et al. (2022)
Geología regional	Umaña et al. (1972, 1973, 1974), ICE (1975, 1977), Alvarado et al. (1988), Gillot et al. (1994), Alvarado (2009)
Geología local	Borgia et al. (1988); Alvarado et al. (2006), Alvarado (2003)
Geomorfología	Sáenz (1977), Bennett y Raccichini (1977); Bergoeing (1978, 1998, 2007, 2009), Cigolini y Borgia (1979), Malavassi (1979), Bravo (1982), Bergoeing et al. (1982, 1983, 2010), Borgia y Linneman (1990), Borgia et al. (1983, 1988), Alvarado (2003, 2009)
Geofísica	Güendel (1978), Borgia et al. (1982), Leandro y Alvarado (1988), Mora et al. (2006, 2022), Badilla y Taylor (2019),
Petrografía	Chavez (1967, 1969), Alvarado (1984, 1985), Dellino y Alvarado (1992)
Petrología, geoquímica de rocas y minerales	Malavassi (1979, 1991), Melson (1982); Kussmaul et al. (1982), Cigolini et al. (1982), Tournon (1983, 1984), Cigolini y Bogliotti (1984), Caleyary, (1987), Cigolini y Kudo (1987), Regan et al. (1987), Borgia et al. (1988), Beard y Borgia (1989), Sachs y Alvarado (1996), Cigolini (1998), Streck et al. (2002, 2005), Bolge et al. (2004), Streck y Wacaster (2006), Bolge et al. (2006), Szramek et al. (2006), Parat et al. (2014)
Tefroestratigrafía	Melson (1982, 1984, 1986), Chiesa (1987, 1998), Geotermica Italiana-ICE (1992, 1996), Ghigliotti et al. (1992, 1993), Soto et al. (1998), Soto et al. (2000), Alvarado y Soto (2002), Alvarado et al. (2006), Soto y Alvarado (2006)
Geoarqueología	Aguilar (1977), Mueller (1984), Shetts y Muller (1984)

Cuadro 1.2: Estudios relevantes sobre vigilancia volcánica y gestión del riesgo en el volcán Arenal.

Tema	Referencias relevantes
Sismotectónica	Alvarado (1989, 1991), Alvarado y Barquero (1987), Wadge (1983) , Montero (1984), Wadge et al. (2006), Alvarado et al. (1988, 1997), Barboza y Melson (1990), Barquero et al. (1992), Benoit y McNutt (1997), Camacho (2015)
Sismología volcánica	Alvarado y Barquero (1987), Morales et al. (1988), Barboza y Melson (1990), Barquero et al. (1992), Metaxian et al. (1996), Alvarado et al. (1997), Mora (1998, 2003), Zobin (2001), Mora et al. (2001, 2010, 2006, 2013, 2022), Lesage et al. (2006).
Gases volcánicos	Chemineé et al. (1981), Zimmermann et al. (1985), Morales y Liao (1999), Zimmer (2002), Zimmer et al. (2004).
Geoquímica acuosa	Barquero (1989), Bigot et al. (1982), Bigot y Barquero (1986), ICE-ENEL (1989), Marini et al. (1990), López et al. (1994, 2006), Soto et al. (1995, 1999), Lücke y Sandoval (2006)
Deformación	Sawdo y Simon (1969), Simon et al. (1969, 1970), Wadge (1981, 1982, 1983) Alvarado et al. (1988), Van der Laat (1988), Soto et al. (1991), Mora et al. (2013), Ebmeir et al. (2010, 2014).
Estabilidad del cono	Alvarado (2003), Alvarado et al. (2003, 2006, 2010).
Estudios de peligro volcánico	Malavassi (1979, 1998), Alvarado et al. (1988, 1997), Zapata y Soto (1990), Alvarado X (2006), Geotermica Italiana-ICE (1992, 1996), Hidalgo (1997), Soto (1993, 2004), Rojas (1998), Soto Sjöbohm (2005, 2006, 2007), Meloy (2006), Oramas et al. (2012a, b), Alvarado y Vargas (2017), Rojas y Vargas (2017)
Estimación de pérdidas	CEVA (1969), Aguilar y Alvarado (2014), Abarca y Alvarado (2017), Coto-Cedeño (2019)
Comentarios sobre la restricción del Arenal	CFIA (2003), Van der Laat (2003), Esquivel (2004), Soto (2004), Pujol y Valentinuzzi (2006)
Gestión del riesgo	Pujol y Valentinuzzi (2006), Berrocal (2008), Alvarado et al. (2021)
Planes de emergencias/contingencias	CLE (2004)
Percepción del riesgo	Kerle (1996), Chacón (2005), Berrocal (2008), Leytón (2020)

Mientras que los estudios anteriores de peligro volcánicos prácticamente no abordaban el tema de la gestión del riesgo (con excepción de los trabajos de Pujol y Valentinuzzi, 2006 y Berrocal, 2008), en el presente informe se le dedica un extenso capítulo sobre ello.

De igual modo, 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.

Se está consciente del tamaño del informe con casi 500 páginas, de no fácil ni rápida lectura, pero la idea es que quede en un único informe la mayor cantidad de información sobre el Arenal, mucha de ella dispersa en centenares de informes internos, boletines y publicaciones, no de fácil acceso. Hay quienes sugieren que un informe de este tipo debe ser un manual de sugerencias y recomendaciones, sobre como todo ciudadano debe prepararse para el tipo de riesgo volcánico esperable en nuestro país; hay otros que preferirían un resumen ejecutivo dirigido a los personeros de primera respuesta; otros, entre los que nos contamos, lo vemos como una posibilidad de ampliar el conocimiento científico de la sociedad como un todo, donde el lector pueda buscar la información que requiera o le interese, pero donde a su vez se observe la ciencia detrás de ello que la soporta.

Justo ahora que el Arenal está dormido o con inactividad eruptiva, es el momento para tomar acciones y tener la calma para asimilar los diferentes aspectos acá planteados, los cuales claramente, se pueden complementar con charlas y reuniones. Las acciones que se tomen hoy tendrán repercusiones positivas o no durante el próximo despertar eruptivo, cuando nuevamente el presente informe se desempolva y se analice a la luz de los nuevos eventos volcánicos.

1.1 ASPECTOS GEOGRÁFICOS Y GEOHISTÓRICOS

1.1.1 Primeros reportes sobre el Arenal y origen del nombre

Se dice que “el Arenal fue siempre considerado como un cerro y no como un volcán”, pero la revisión de documentos históricos nos habla de otra condición. El Arenal es observable desde partes altas, tales como el cerro Espíritu Santo por Palmares, el mirador del cráter del volcán Poás, por Sucre (camino a Ciudad Quesada), o desde regiones más bajas como en algunos puntos entre Pijije (a unos 14 km de Liberia con rumbo a Cañas) y Bagaces, así como la llanura Los Guatusos. Su forma cónica, típica de un volcán, debió de despertar la curiosidad de los naturalistas. Por esta razón, en los textos antiguos, de poca divulgación nacional, se asociaba al Arenal con un volcán desde mediados del siglo XIX.

Así, contrario a lo que dicta la tradición popular, antiguamente al Arenal sí se le conocía como un volcán, llamado volcán Los Ahogados (Berghaus, 1852), volcán de Costarica (Bülow en 1854) o volcán del Río Frío o Monte de Río Frío (Montero, 1892). El barón Alexander von Bülow, en su recorrido por la zona de San Carlos, menciona en 1854 su impresión del que hoy se le conoce como volcán Arenal: “el más bello adorno de la cordillera... que merece llamarse el volcán de Costarica [sic]” (Fig. 1.2). Aunque no está claro en el mapa de Frantzius (Frantzius, 1861b) si el volcán de Río Frío corresponde con el Arenal o con algunos de los conos en estribaciones al W del Tenorio; pero lo que sí resulta claro es que en su descripción se hace referencia a su forma cónica (Frantzius, 1861a).

También se le ha llamado como cerro Arenal, aunque en algunos mapas antiguos parece más bien referirse al volcán Chato (Montero, 1892), o Pan de Azúcar, tal y como consta en el documento de Thiel de 1884 o en su mapa de 1896 (Thiel, 1896; Herrera, 2009), así como en los mapas de H. Pittier (Pittier, 1903) o en el de Miguel Obregón Lizano en 1923. Otro nombre con el que quizás se le conoció fue cerro Pelón (Frantzius, 1869; Friederichsen, 1876) o volcán de los Canastes, Canaste o Pelón (Sapper, 1901, 1913, 1925, 1937); sin embargo, fue confundido en textos posteriores con el cerro Pelado, cerca de Cañas (Trejos, 1959).

Desde comienzos del siglo XX se le comenzó a denominar con más regularidad con el nombre de Arenal. Su calificativo geográfico de cerro simplemente proviene de los mapas topográficos del IGN y del hecho que se le consideraba extinto (o “cerrado”, como se les llamaba a los volcanes presuntamente muertos), aunque claramente los pobladores y andinistas que escalaron sus laderas antes de 1968 se daban cuenta de su forma cónica típica de un volcán, con un cráter y fumarolas en su cima. Los documentos fotográficos, filmes y escritos así lo demuestran. Entonces, contrario a lo que se pregona, que siempre fue considerado como un cerro, ya en los textos antiguos (como se dijo supra), dicho cerro cónico aislado se le asociaba con un volcán al menos desde 1852. Pese a estas tímidas menciones, el Arenal no llegó a ser comprobadamente explorado, fotografiado y topográficamente medido sino hasta inicios de 1937, hecho que quedó debidamente documentado por el Sr. Luis Castro Rodríguez, a partir de cuando se le comenzó a llamar volcán Arenal en los libros de geografía, tal y como se describe (Trejos, 1947, 1959):

El volcán Arenal tiene la característica de un cono perfecto, inexplorado hasta hoy, y por tanto desconocido en el estudio de los volcanes de Costa Rica.



Fig. 1.2: Ejemplos mapas antiguos (de arriba hacia abajo y de izquierda a derecha: Frantzius, 1861a; Frantzius, 1869; Friederichsen, 1876; Thiel, 1896; Pittier, 1905) donde se muestra el volcán Arenal, hasta ese entonces considerado como un cerro inexplorado, pero con típica forma de volcán, según los relatos de la época. En todos los mapas, la red fluvial está mal trazada, en particular el río Arenal, que suele dibujarse el sur del cono.

El nombre “arenal” proviene del hecho de que sus lavas, al presentar disgregación por efectos fisicoquímicos, desarrollan arenas líticas y cristalinas que se depositan al pie del cono, en la vega de los cauces (p. ej., quebrada Calle de Arena, río Agua Caliente, etcétera). Otro medio de aporte de la arena lo constituyen los depósitos piroclásticos (cenizas y lapilli) presentes los barrancos (Alvarado, 2000, 2021). Así, los campesinos colonizadores, a la hora de escarbar la tierra, debieron de encontrarse con gran cantidad de arenas y piedrecillas bajo el delgado suelo orgánico, denominando posiblemente al área como “arenal” (Fig. 1.3).

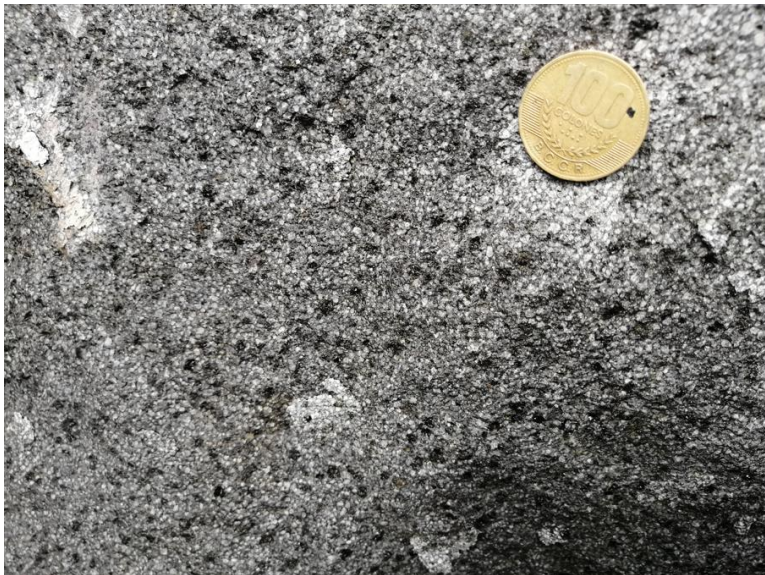


Fig. 1.3: Arriba, la abundancia de arenas lítico-cristalinas en las bases del volcán, que se originan de la disgregación físico-mecánica de las lavas (con estructura muy cristalina, como se observa en la fotografía de abajo) y los piroclastos, así como las propias capas de piroclastos gruesos (lapilli), dieron las bases para bautizar al cerro cónico como Arenal.

Aunque como se dijo algunos párrafos atrás, la existencia del volcán Arenal con diferentes nombres se conocía desde el siglo XIX, sin embargo, la primera vez que se le incluye dentro de un libro de geografía fue en 1947, como parte de la cordillera de Guanacaste (Trejos, 1947, 1959), condición que prevaleció décadas después (Flores, 1979). Originalmente, el autor del presente libro incluyó estos centros eruptivos dentro de la cordillera de Guanacaste (Alvarado, 1989), pero después dentro de la cordillera de Tilarán (Alvarado, 2000, 2009, 2021), por haber crecido sobre las estribaciones de dicha cordillera. Sin embargo, el geógrafo Gilbert Vargas es del criterio de que es mejor mantenerlos como centros eruptivos aislados, sin asociarlos a ninguna cordillera en particular (Vargas, 2012). Ambas posiciones de incluirlo como parte de la cordillera de Tilarán o describirlo de forma aislada tienen sus visos de verdad, como se discute en Alvarado (2021).

Al lago de Arenal, antiguamente se le llamada laguna de las Cañas, La Tronadora o Toroján, que desagua a través del río Toroján o Uchigole (A. Thiel en 1882, 1884 y 1896, en Herrera, 2009), hoy río Arenal; también se le llegó a llamar laguna Tenorio (Montero, 1892). El nombre de “las Cañas” y Tronadora proviene de poblados que se mantienen hasta nuestros días (Fig. 1.4). El nombre actual del lago se debe al volcán que está en su extremo oriental y actualmente es un embalse para producción de energía hidroeléctrica y para el riego.

Puesto que la región de Arenal ha estado poblada por los indígenas desde hace más de 10 000 años, dadas sus condiciones geográficas aptas para la caza y posteriormente la agricultura, por lo que los poblados indígenas prehistóricos, ubicados cerca del volcán, sufrieron los embates por dichas actividades explosivas desde que el Arenal nació, al menos hace unos 7000 años atrás (Soto y Alvarado, 2006a). Varios senderos precolombinos y sitios habitacionales prehispánicos se han encontrado en los alrededores del volcán Arenal y del embalse de Arenal, testigos de todo lo anterior (Sheets, 1984; Sheets et al., 1991, Sheets y McKee, 1994). El primer autor también ha observado lo que parecen ser calzadas de piedra, en los alrededores de La Fortuna por Guaria y por El Tanque. Sin embargo, la colonización de las faldas del cerro Arenal, como se le conocía en aquel entonces, por los nuevos pobladores mestizos, se dio bien entrado el siglo XX. El nicaragüense Marcial Jarquín y su esposa, Juana Vargas con sus hijos, fueron quienes se establecieron como fundadores, probablemente atraídos por los beneficios de la ley de cabezas de familia en 1924, seguidos por Elías Kopper Cubero, Alberto Quesada Rodríguez y su esposa Vitalina Rojas Chaves, Juana Vargas, Ricardo Quirós, María Zárate, Valentín Castro, Rufino Quesada Vargas y su esposa Isolina Hidalgo Quesada, además de muchas otras familias. Ellos provenían de Quesada, San Ramón de Alajuela y La Marina de San Carlos. Por ejemplo, el referente Alberto Quesada Rodríguez, más conocido cariñosamente como “Don Beto”, llegó a los pies del volcán, a lo que hoy día se conoce como La Palma, a inicios de los años 30 del siglo pasado y se estableció definitivamente en 1934 (Molina, 2003; Quesada, 2009). El nombre original de La Fortuna fue el Burío, nombre de una madera de la zona, aunque ya el presbítero A. Thiel se refiere en 1884 al río llamado el caño de La Fortuna (Herrera, 2009).

La primera elevación registrada para el Arenal fue de 1552 m s. n. m. (Fig. 1.5), realizada el 24 de febrero de 1937 (Trejos, 1959), posteriormente rectificadas y oficializadas en los mapas del Instituto Geográfico Nacional en 1633 m. Sin embargo, con la actividad eruptiva del cráter C, el cono creció hasta una altura no oficial de unos 1755 m. Previo a julio de 1968, unos 25 ascensos fueron registrados o documentados fueron realizados en el Arenal antes de su despertar (Fig. 1.6 y 1.7). Aunque era una región muy remota del país en ese entonces, fueron varios los reportes de gente joven y aventurera que subió al coloso (Molina, 2003; Alvarado, 2021).



Fig. 1.4: Lago Arenal previo a la formación del embalse (Fuente desconocida).



Fig. 1.5: La primera fotografía del perfil del Arenal tomada en febrero de 1937, mientras se determinaba su altitud (Trejos, 1959).



Fig. 1.6: Expedición para ascender al Arenal en 1961 conformada por alumnos (Álvaro Saborío, Mario Boza, Ottón C. Brenes, Manuel Esquivel, Freddy Vargas, Alfonso Mata, Miguel Redondo) y un funcionario de la Universidad de Costa Rica (Manuel Esquivel), que formaban parte del Club de Montañismo, acompañados del baquiano Carlos Peñaranda (cortesía O. C. Brenes; para detalles, ver Alvarado, 2021).



Fig. 1.7: Ascensión al volcán Arenal posiblemente a inicios de 1968. Arriba a la izquierda, sendero de ascenso cerca de la cima; las dos fotografías restantes son en la cima (fotografías de fuente desconocida).

1.1.2 Protección y colonización

A raíz de la erupción de 1968, la Comisión Permanente del Gobierno y Administración de la Asamblea Legislativa rindió un dictamen de mayoría afirmativo sobre el proyecto denominado “Autorización al Poder Ejecutivo para declarar reserva nacional los terrenos dañados por las erupciones del volcán Arenal”, publicado en *La Gaceta* N.º 21 del 28 de setiembre de 1968. Quizá este fue el punto de partida para la posterior creación del parque nacional (CEVA, 1969). Empero, tendrían que pasar varios años para que lo planteado se hiciera realidad, dado que no fue sino hasta el 30 de setiembre de 1991 cuando finalmente se creó el parque nacional volcán Arenal, mediante decreto ejecutivo, con dos ampliaciones adicionales, igualmente vía decretos, en 1992 y en 1994. El parque posee una extensión de 12 080 ha y se ubica entre las provincias de Guanacaste y Alajuela (Hurtado et al., 2012).

Hoy en día, los volcanes Arenal, Chato y los domos los Perdidos forman parte del parque nacional volcán Arenal. El bosque tropical lluvioso salvaguardado por estos volcanes cuenta con una extraordinaria biodiversidad, en el límite de la cordillera de Tilarán. Referente al clima, la época seca se limita a los meses de febrero y marzo. En el mes de julio y principios de agosto se produce una disminución en la precipitación, conocida como “la canícula o veranillo de San Juan”, que puede durar de una a tres semanas, sin embargo, es menos marcado que en el Valle Central Occidental o la vertiente del Pacífico (Clima en Costa Rica: <https://www.imn.ac.cr/clima-en-costa-rica>).

Un estudio ecológico realizado por el Centro Científico Tropical en los alrededores del lago de Arenal, incluida la cordillera de Tilarán y el volcán Arenal, puso de manifiesto que no menos del 46 % de las aves y el 63 % de los mamíferos en peligro de extinción en Costa Rica están presentes en esta región (C.C.T., 1980). El área se encuentra dentro de la zona de vida Bosque muy Húmedo Premontano a una altitud de 540 m, una temperatura promedio de 24 °C y precipitaciones entre 2000 y 3000 mm anuales. El humedal lacustrino Arenal, con más de 8700 hectáreas ocupadas por agua, es la fuente principal del Distrito de Riego Arenal-Tempisque en Guanacaste, habilitando una extensión de más de 18 500 hectáreas para la siembra de cultivos agrícolas.

La calidad del agua dentro de la red hídrica abastece la población con más de 15 acueductos, por lo que la Convención sobre Humedales o Convención RAMSAR, declaró el 16 de marzo del 2000 al humedal cuenca del embalse del Arenal como un sitio RAMSAR, de gran importancia internacional. Un gran número de familias se han visto beneficiadas con todo esto (trabajo, desarrollo, carreteras), además del país en general. El lago o embalse Arenal, teniendo como contrafuerte el cono del Arenal, es considerado como uno de los humedales más grandes de Costa Rica y un sector particular para el turismo. Además, está catalogado como uno de los mejores lugares para los deportes acuáticos de viento tipo tabla a vela (*wind-surf*), dado que los vientos pueden alcanzar velocidades superiores a los 100 km/h.

Para 1968, año de la erupción del Arenal, la frontera agrícola estaba empezando a escalar el denso bosque que cubría el edificio volcánico. A raíz de erupción y la muerte y desolación que dejó sobre su flanco occidental, la zona fue abandonada, mientras que los habitantes del sector de La Palma (flanco N), ubicado a 6 km lineales de La Fortuna en dirección al volcán, abandonaron el lugar, despoblando las fincas ganaderas que estuvieron siendo trabajadas al mínimo durante

varios años. En ese entonces, La Fortuna, a inicios de la década de 1970, era un pueblo rural, pequeño y con una economía basada en la ganadería y la agricultura. Para 1972, la población del distrito Fortuna era de 3 710 personas (INEC, 1972) El poblado central (Fig. 1.8) estaba compuesto por 8 cuadrantes, en los que sobresalían los siguientes servicios: el correo, la agencia del Banco Nacional, dos hoteles, y una serie de servicios destinados a suplir las necesidades básicas de la población, tal es el caso de almacenes, pulperías, un aserradero, barbería, sastrería y un restaurante. En cuanto a viviendas se estima que el poblado central contaba con aproximadamente 60 casas (INEC, 1972). Las actividades agropecuarias eran dominantes.

Según datos del Instituto Nacional de Estadística y Censos, la población en el distrito de La Fortuna ha aumentado entre 1969 y el 2000, en un 111 %, aunque no ha sido lineal. En este periodo se han presentado dos descensos importantes de la población. El primero en 1973, coincidente con el fuerte sismo que afectó la región el 13 de abril. El siguiente descenso en la curva de población se registró en 1979, coincidiendo con una fuerte crisis económica que afectó severamente todos los sectores del país y, probablemente, potenció un aumento de la migración de esta región hacia otras áreas (Esquivel, 2004). Esta tendencia comenzó lentamente a cambiar al acondicionarse mejor la carretera con rumbo a Tilarán y a las actividades ingenieriles en el sitio de presa de Sangregado (1977-1978), ya que incentivó a los finqueros a trabajar de mejor forma sus tierras y dar el verdadero aspecto de zona ganadera. Parte del bosque primario y secundario fue talado para dar paso a zonas de pastos. El crecimiento poblacional y urbano de la Fortuna fue significativo durante la década de 1980, con respecto a las décadas anteriores. En 1984 se registran 4476 personas (INEC, 1984) y el poblado central tenía una población de 622 habitantes, distribuidos en un total de 216 viviendas (Vargas, 2003). A partir de la década de 1990 experimentó un importante cambio hasta convertirse en una de las ciudades turísticas más importantes del país. A su vez, el caserío de Z-13, que en su momento fue un asentamiento campesino constituido de pequeñas parcelas de tierra, pasó también a albergar hoteles y servicios turísticos. El paisaje rural con campesinos y ganado fue sustituido paulatinamente por empresarios, comerciantes y servicios dedicados a la actividad turística.

El dinamismo y crecimiento de la actividad turística en el mundo en la década de 1990, con la notable excepción del período recesivo de 1991, debido a la Guerra del Golfo Pérsico y los atentados del 11 de Setiembre del 2001 (Vargas, 2003), repercutieron en las economías nacionales y regionales generando tanto impactos negativos como positivos. Durante 1990-1992 se construyeron establecimientos turísticos con un servicio sencillo, en la mayoría de los casos el personal no poseía capacitación alguna y era frecuente que una sola persona cubriera todos los servicios del establecimiento (Vargas, 2003). Una de las transformaciones relevantes fue que las personas comenzaron a desplazar su casa de habitación hacia el interior de la propiedad mientras que las orillas de la carretera entre la Fortuna y el volcán Arenal se comenzaron a dedicar a restaurantes, sodas, tiendas de souvenirs, cabinas o pequeños hoteles. En esa década, el distrito Fortuna comenzó a ser un foco de atención de centro funcional de la región de planificación llanuras del Norte, clasificación elaborada por el ICT. Los servicios turísticos en el distrito fueron mejorando durante los primeros años.

Un aspecto que mejoró notablemente fue el del acceso a la zona, dado que finales de la década de 1980 y hasta la actualidad, el acceso desde San José puede realizarse por medio de dos vías:

- La ruta interamericana, que une San José con la ciudad de Cañas (Guanacaste) con 169 Km. de carretera en buen estado, asfaltada; de ahí a Tilarán, con una distancia de 21.4 km. de la ciudad de Tilarán se conecta hasta Nueva Tronadora, distante a 19.6 km. de ahí se bordea el Embalse Arenal hasta conectar con la Fortuna.
- Desde San José a través de la ruta 15, que une Naranjo (47 km), continúa en Zarcero (67 km), continúa hasta Ciudad Quesada (98 km) y hasta la fortuna (45 km).
- Para el año 2002, la fisonomía del poblado central de la Fortuna ha variado drásticamente, respecto a décadas anteriores (Fig. 1.9 y 1.10).

La Fortuna pasó de ser un pueblo rural a una ciudad urbano-rural a partir de 1990, con el auge turístico, ecológico y geológico sin precedentes en todo su derredor, haciendo caso a su nombre (Fig. 1.8). La construcción se aceleró a partir del 2003, con un despunte en el 2005. La variedad de servicios es cuantiosa: más de 65 hoteles y 54 cabinas, para un total de por lo menos 2471 habitaciones disponibles y al menos 83 restaurantes, 27 sodas, supermercados, Ebais, gasolinera, entre otros. Los atractivos turísticos son variados, incluyen una naturaleza pródiga que aportó paisajes volcánicos y humedales idílicos, cavernas, cascadas, fuentes termales, bosques primarios, donde se establecieron balnearios termales, puentes elevados o colgantes, paseos por el lago incluyendo deportes acuáticos (*windsurf*, *rafting*), senderos naturales, rapel, cabalgatas y una variada gastronomía. En La Fortuna viven 15 383 personas (2011), pero su mayor población está concentrada en su centro La Fortuna (6263 personas en el 2009) y Zeta-13 (1647 habitantes), población que ha disminuido debido a la baja demanda de trabajadores para la construcción (Berrocal, 2008; Quesada, 2009).

A finales del 2010 el Arenal entró en reposo, con lo cual generó una aparente merma en el turismo y un sentimiento de seguridad ante el peligro volcánico. Sin embargo, 101 821 turistas (80 150 extranjeros y 21 671 nacionales) visitaron el parque nacional volcán Arenal en el 2015, un 32 por ciento y un 10 por ciento de incremento si se compara con el 2013 y el 2014, respectivamente. Pero, su número puede alcanzar los 240 000 o más, si se toma en cuenta que la mayoría no entran al parque, sino que observan al coloso desde sus calles circunvecinas, o aún desde el pueblo de La Fortuna. Su número para el 2018 continuó aumentando: 86 995 no residentes versus 24 291 residentes. La aparente merma del turismo que comentan los lugareños y empresarios, puede ser más bien producto de la enorme cantidad de hoteles y restaurantes, aumentando la competencia comercial y las posibilidades de escogencia. Los datos previamente mostrados del SINAC, del 2013 al 2018 (SINAC, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019), indican que el turismo no ha mermado para nada.

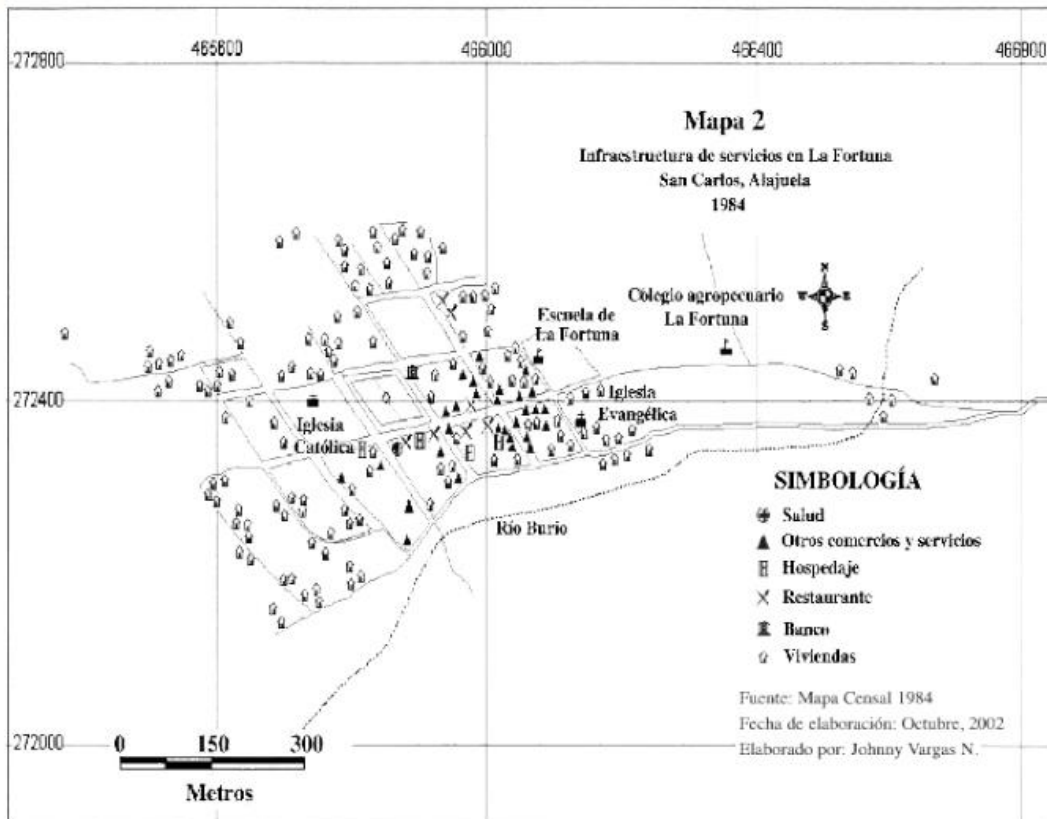
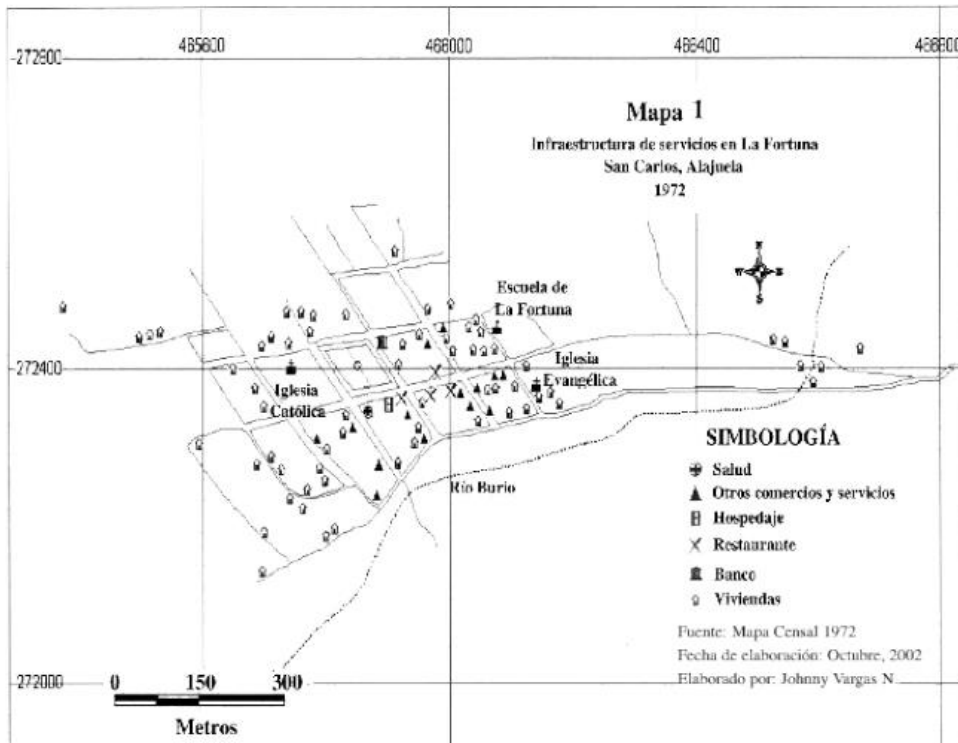


Fig. 1.8: Arriba, mapa de La Fortuna de San Carlos en 1984 y abajo en 1972 (Vargas, 2003).

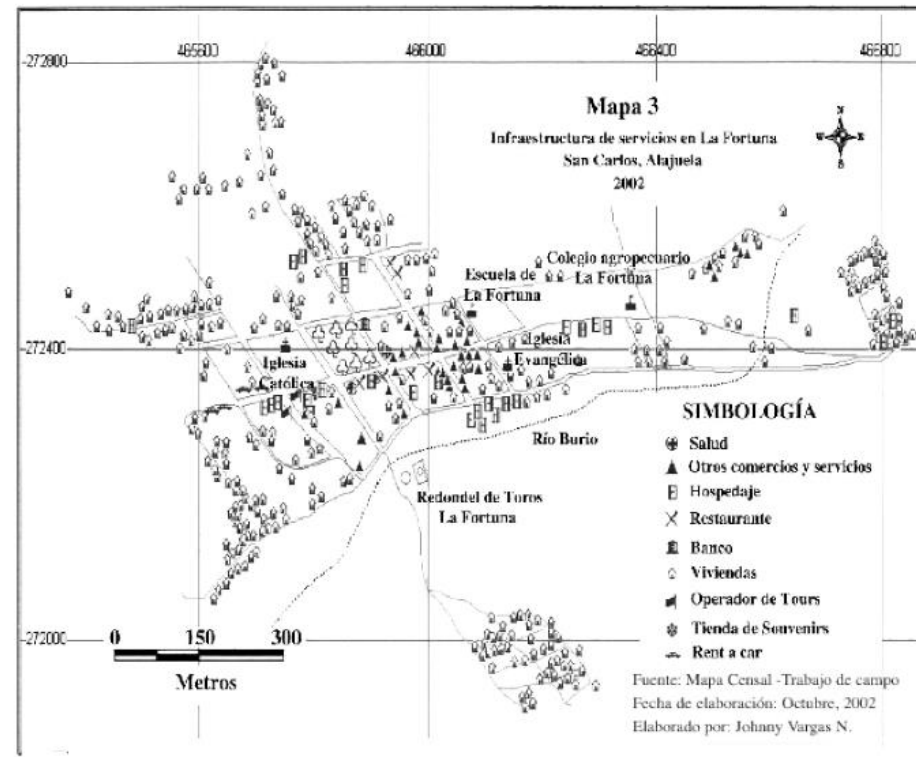


Fig. 1.9: Mapa de La Fortuna de San Carlos en el 2002 (Vargas, 2003).

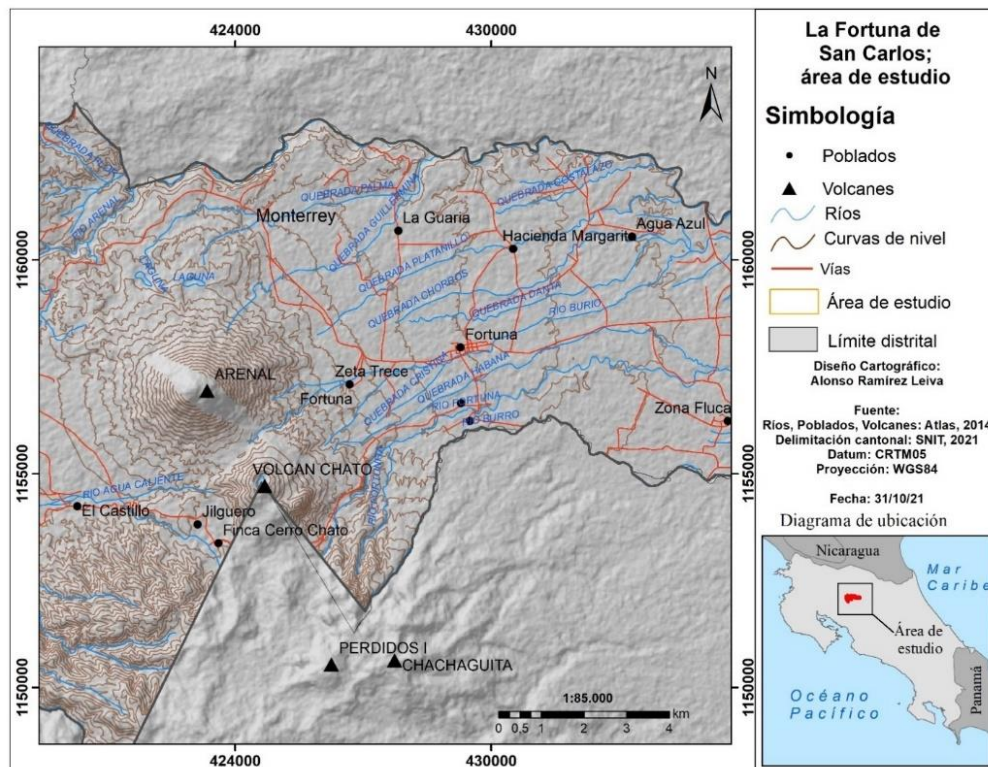


Fig. 1.10: Se representa el área del distrito de la Fortuna de San Carlos, específicamente la zona más urbanizada.

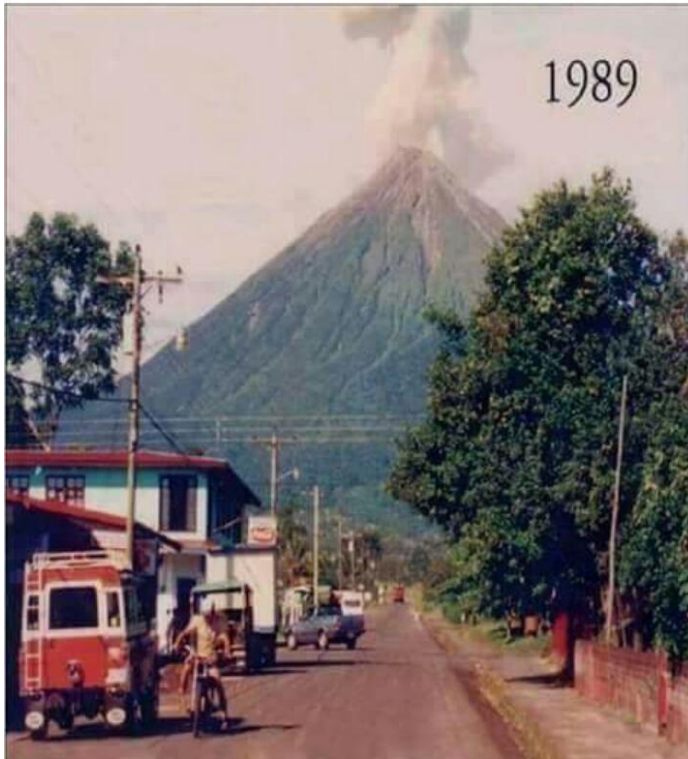
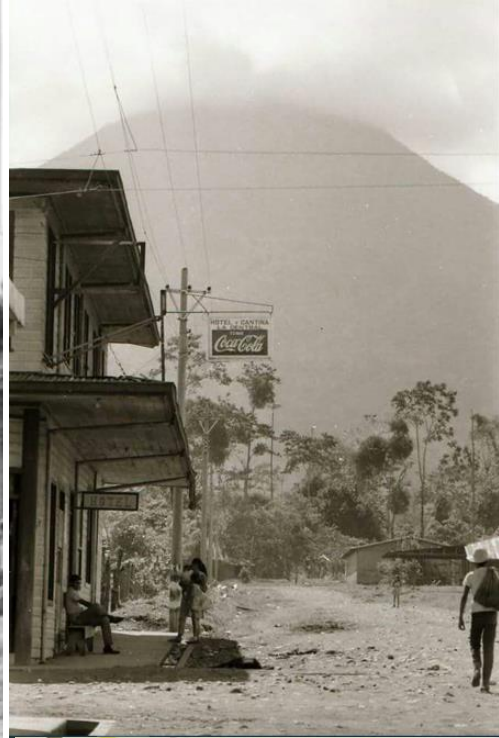


Fig. 1.11: Comparación del desarrollo de La Fortuna de San Carlos según fotografías antiguas (arriba, previo a 1968) y abajo en 1989. Los pedazos de lotería (12 de agosto de 1990) justamente marcan el inicio de la década del desarrollo turístico de La Fortuna (fotografías anónimas).

1.2 LAS OBRAS DE GENERACIÓN ELÉCTRICA

Aproximadamente, desde 1965 el ICE comenzó a evaluar el lago Arenal, en ese entonces una zona pantanosa, como un sitio posible para generar un embalse al represarse las aguas del río Arenal. Las investigaciones geológicas e ingenieriles dieron la viabilidad para la construcción de uno de los proyectos hidroeléctricos más importantes del país. La construcción de las plantas Arenal y Corobicí (más tarde rebautizada como Miguel Dengo), entre 1974 y 1983, fue necesaria para satisfacer el crecimiento de la demanda eléctrica del Sistema Nacional Interconectado (Fig. 1.12). Posteriormente, se inició la construcción de la tercera planta, La Sandillal (Fig. 1.13). La construcción del embalse de Arenal conllevó al desplazamiento de varios poblados y a una serie de investigaciones arqueológicas previas a su llenado.

Estas plantas usan las aguas del embalse del Arenal, que provienen de la vertiente del Caribe y se captan durante la estación lluviosa de cada año para ser utilizadas en la siguiente estación seca en la producción de electricidad. El complejo hidroeléctrico Arenal-Miguel Dengo-Sandillal (ARDESA) es el conjunto de grandes obras de ingeniería en cascada realizado por el ICE para aprovechar el potencial hidráulico del embalse de Arenal en la generación de electricidad. Finalmente, las aguas, una vez que han cedido su potencial hidroeléctrico, se utilizan para el sistema de riego del Tempisque, en el Pacífico Seco guanacasteco, una de las zonas más áridas del país. En el ámbito mundial, ARDESA se considera una obra ingenieril de máximo aprovechamiento industrial, al utilizar las aguas en tres plantas hidroeléctricas, diseñadas en "cascadas", para posteriormente finalizar en el sistema de riego en la llanura de Cañas-Bagaces-Tempisque, además de fomentar el turismo.

El embalse de Arenal es un lago artificial, aproximadamente de 30 km de largo por 4 km de ancho (87.8 km²) a una altitud de 546 m s. n. m., condición que origina un volumen total de 2416 millones de metros cúbicos, que lo convierte en el mayor embalse del país y el segundo de Centroamérica (Fig. 1.14). Se forma por el almacenamiento de las aguas de los ríos Arenal (que desagua el lago antiguo de Arenal), Aguas Gatas, Caño Negro, Chiquito y otros menores como el San Luis, Sábalo, Piedra, Aguacate, Dos Bocas y Mata de Caña. Adicionalmente, recibe las aguas del lago de Cote, las cuales son derivadas por un túnel de 400 m de longitud hacia la quebrada Rugada, que desemboca en el embalse.

En el país, el embalse del Arenal es el único plurianual, es decir, capaz de almacenar agua en un año para fines de generación en el próximo, dado que almacena agua para los meses secos.



Fig. 1.12: Fotografías históricas de la construcción de la represa de Sangregado a finales de la década de 1970 (tres de ellas, pertenecen al Ing. Gastón Laporte; las otras son de fuente desconocida).

Para la construcción de este embalse se requirió hacer las plantas de generación hidroeléctrica ARDESA, que funcionan sincronizadamente al usar todas las mismas aguas:

- La planta hidroeléctrica Arenal, cuya construcción se inició en agosto de 1974 y su inauguración oficial fue el 9 de diciembre de 1979. Su capacidad instalada es de 157.4 MW. La presa Sangregado o de Arenal es de enrocamiento (aluvión compactado); tiene un volumen de 4.6 millones de metros cúbicos; mide 1012 m de longitud, 556 m de espesor máximo en la base, 8 m de grosor en la cresta y 66 m de altura promedio. Sirve de puente en la ruta Tilarán-Ciudad Quesada y es la estructura que da origen al embalse del Arenal (Fig. 1.13 y 1.14). Aguas debajo de la presa de Sangregado, emerge el río Arenal.
- La planta hidroeléctrica Miguel Dengo es el segundo aprovechamiento de las aguas del Arenal y junto con los aportes del río Santa Rosa sirven para generar 174 MW. Su construcción se inició en febrero de 1979 y se inauguró el 20 de abril de 1982.
- La planta Sandillal constituye el último aprovechamiento hidroeléctrico de las aguas del Arenal. Su construcción se inició en 1987 y finalizó en 1992.

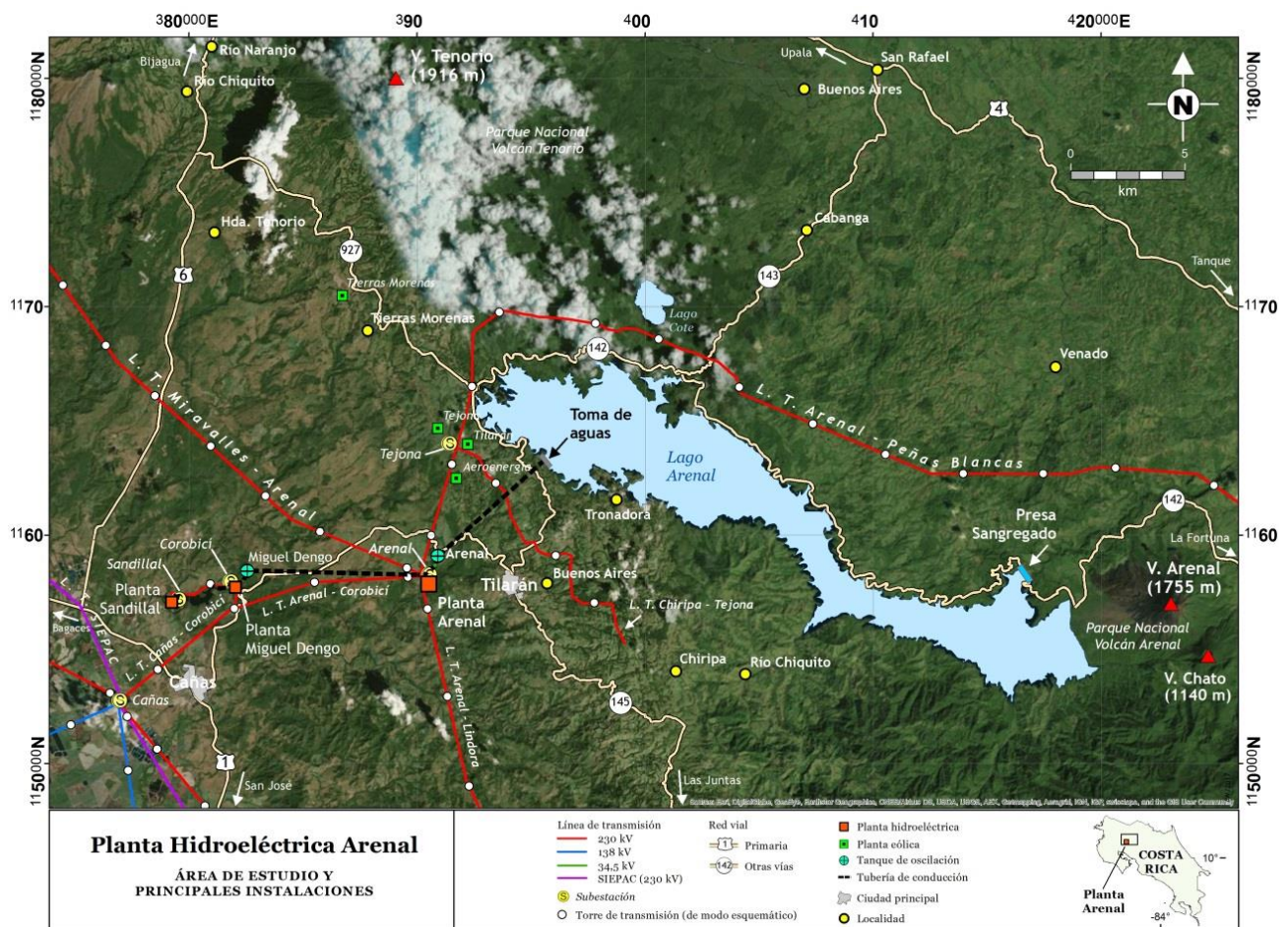


Fig. 1.13: Mapa con la localización del complejo hidroeléctrico Arenal-Miguel Dengo-Sandillal (ARDESA) y sus instalaciones principales en los alrededores del embalse Arenal.



Fig. 1.14: Represa de Sangregado y embalse de Arenal.

2. METODOLOGÍA

Los estudios de peligro volcánico abarcan diferentes ramas de la Geología (Geología de campo, geocronología, tefrostratigrafía y geoestadística, entre otros), en donde la utilización de herramientas como los Sistemas de Información Geográfica (SIG) y los modelos computacionales son muy valiosos para el reconocimiento y la evaluación de este, presentándose generalmente diferentes escenarios de bajo, medio y máximo peligro. Los escenarios analizados no solo exhiben las diferentes situaciones y las áreas con mayor probabilidad de ser afectados ante cada tipo de peligro, sino que 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 (Fig. 2.1).

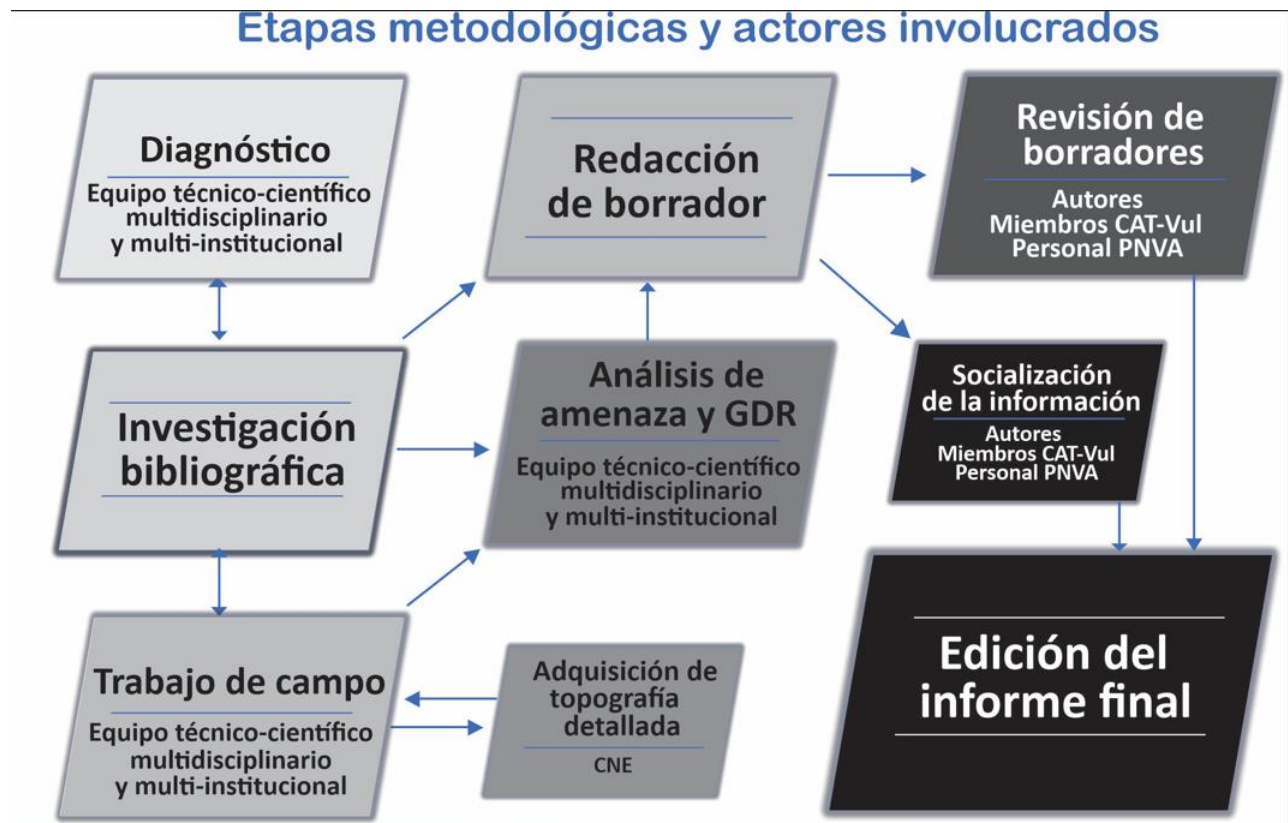


Fig. 2.1: Metodología aplicada en buena parte (Tomado de Alpízar, 2018) con modificaciones.

Revisión bibliográfica: Se recopiló información bibliográfica extensa con el fin de sintetizar y extraer los aspectos fundamentales, base para la adecuada evaluación del peligro volcánico, 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, la biblioteca Nacional, bibliotecas privadas e información académica de la RSN: UCR-ICE y del OVSICORI-UNA. Se le dio particular énfasis a la temática de los peligros volcánicos que ha presentado históricamente el volcán Arenal y la afectación de estos a las comunidades. Para efectuar dicho estudio se consultaron una gran cantidad de estudios realizados por profesionales nacionales y extranjeros, incluyendo personal del ICE a lo largo de más de 50 años, incluso antes de la construcción del embalse de Arenal y la creación de la otrora Área de Amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica del ICE. Además, se consultaron gran cantidad de periódicos en diferentes períodos, literatura de todo tipo, fotografías antiguas, leyendas, entre muchos otros tipos de documentos.

Levantamiento topográfico de detalle: Un aspecto que siempre se había argumentado en muchos de los estudios posteriores y en reuniones del Comité Asesor Técnico de Vulcanología (CAT) era la necesidad de contar con un mapa topográfico actualizado a una escala de por lo menos 1:10 000, dado que el volcán Arenal, a raíz de la actividad eruptiva por años, había adquirido una nueva fisiografía, con profundos cambios topográficos. Entonces, con el fin de realizar diferentes modelos computacionales de peligrosidad volcánica, en los cuales en algunos de ellos se ocupa topografía de precisión para determinar la extensión de los productos eruptivos peligrosos (coladas de lava, lahares, flujos piroclásticos), resultaba necesario contar con una topografía actualizada. Esta topografía de precisión fue contratada por la CNE en el primer semestre del 2022 bajo el proyecto titulado: “Levantamiento de información Topográfica por medio de fotogrametría en el área de influencia de las erupciones del volcán Arenal, para actualizar los escenarios de riesgo”. La compañía que ganó la licitación fue GEOINN (Geospatial Innovations). El levantamiento topográfico se inició a mediados de junio de ese año y terminándose en noviembre. Se cubrió un área de 135 km² (Fig. 2.2), que incluye los edificios volcánicos Arenal, Chato y los Perdidos, así como La Fortuna, Zeta 13, La Palma, parte del río Arenal y de la represa de Sangregado. Se estableció en el área una base GNSS para el amarre de los puntos, actividad que se inició a mediados de junio del 2022. Se cuenta con un ortomosaico con una resolución de 10cm/pixel, una nube densa de puntos con un modelo de elevación digital (modelo de elevación del terreno y modelo de elevación de superficie) con una resolución de 10 cm/pixel. Los productos están divididos en teselas (tiles) y deben de ser georreferenciados y ajustados al sistema nacional de coordenadas CRTM-05, mediante metodología RTK o puntos de control terrestre. Para más detalles metodológicos se recomienda consultar el informe de Prado (2023).

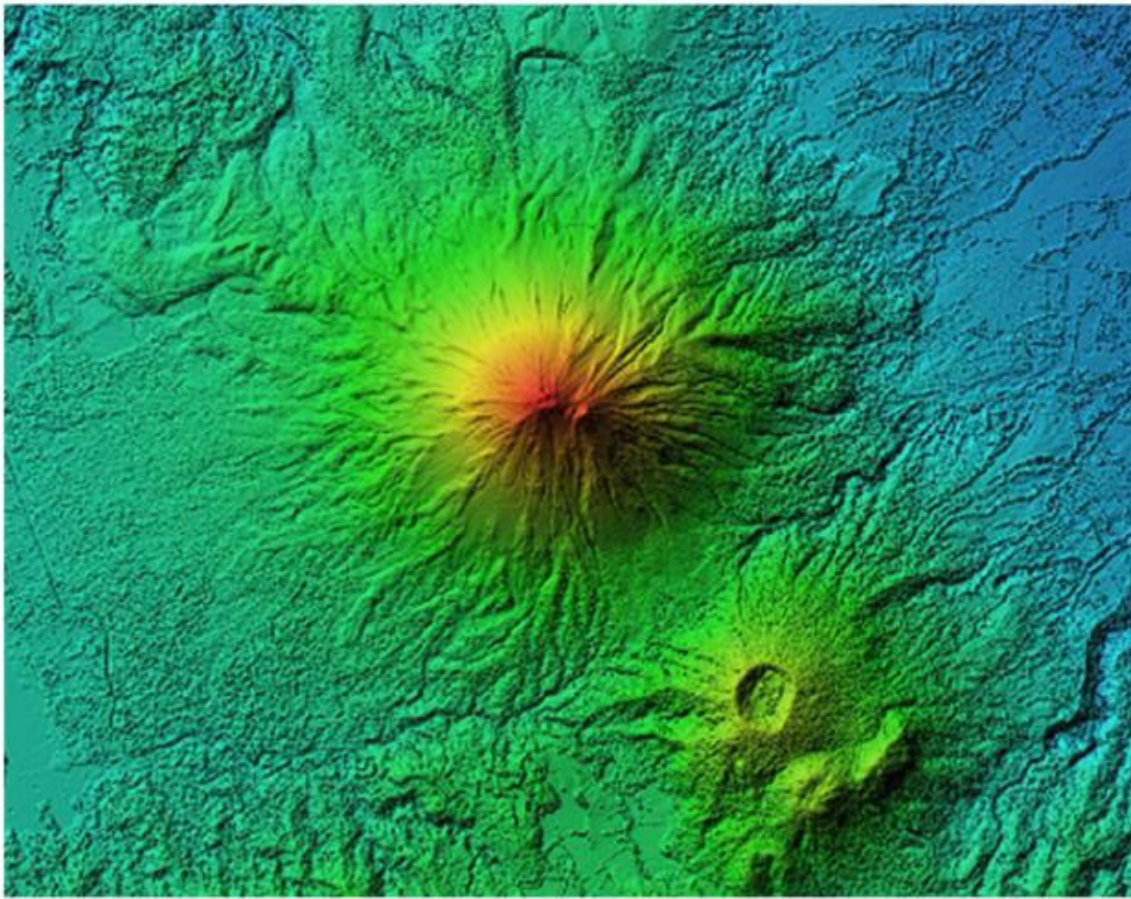
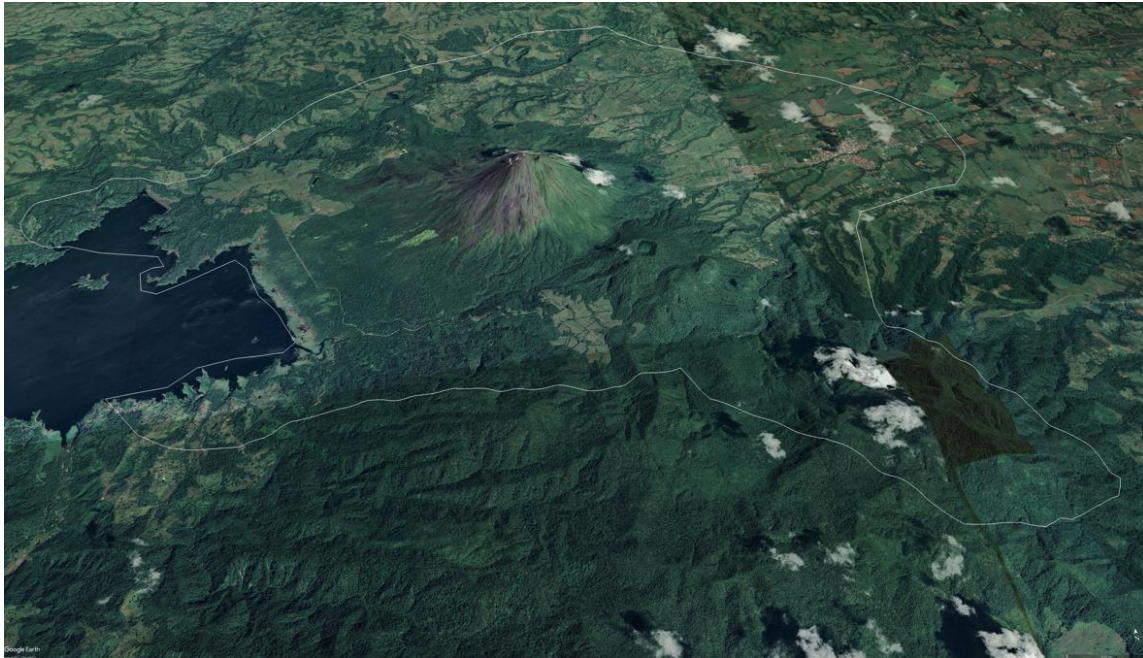


Fig. 2.2: Arriba, el área cubierta con el levantamiento topográfico de detalle realizado en el volcán Arenal y alrededores a finales del 2022 y abajo, ejemplo del detalle obtenido.

Levantamiento y mapeo geológico: Se realizaron giras de campo durante las cuales se visitaron nuevos cortes naturales y artificiales, algunas quebradas y sitios claves de la zonificación; se evaluaron rutas de evacuación, los pasos sobre quebradas y ríos (puentes y alcantarillas), y se midieron y corroboraron sitios de impactos balísticos pasados, para ser incluidos en la evaluación global de los peligros. Por su parte, se realizó observación de la geomorfología y para el análisis morfotectónico del volcán Arenal, se utilizaron fotografías aéreas de *drone*, también las tomadas con cámara manual. Varias columnas tefroestratigráficas relevantes fueron realizadas. La distribución estratigráfica y espacial de las muestras según el interés estratigráfico y problema a resolver (ver capítulo de Tefroestratigrafía), permitió reevaluar la recurrencia eruptiva.

Información satelital: Se utilizaron 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 ArcGis e imágenes satelitales ALOS PALSAR con resolución de 12.5 m (ASFDAAC, 2015). 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).

Dataciones de radiocarbono: Todas las edades fueron recalibradas con base en la última curva disponible en la literatura. El programa de calibración de las dataciones de radiocarbono fue realizado utilizando el programa 288 INTCAL20 (Reimer et al., 2020). Una explicación más detallada del procedimiento de análisis se puede consultar en la web de una de las empresas dedicadas a este método radiométrico ([https:// www.radiocdating.com](https://www.radiocdating.com)).

Estimación de la concentración de gases y partículas en el aire: Se realizó una estimación de las emisiones anuales del volcán Arenal con base en el modelo computacional AERMOD. Se tomaron datos meteorológicos de 10 años de zonas alrededor del volcán, ya que no hay un registro de valores del propio lugar. Los mapas que se generaron son de concentración de material particulado suspendido en el aire (PTS: Partículas totales en suspensión) y del gas SO₂ en el aire y en la lluvia, para un mes y a nivel anual. El modelo tiene un alcance de 50 km a la redonda. El programa presenta los mapas en colores, según la escala de afectación alrededor del foco emisor exportados a la plataforma *Google Earth* para su comprensión.

Crecimiento urbano: Analizar la vulnerabilidad relacionada con el crecimiento urbano en el distrito La Fortuna de San Carlos, desde 1968 al 2020, en relación con las amenazas del volcán Arenal a partir de los cambios en la cobertura de la tierra, así como su extrapolación hacia el 2030 por medio mapas proyección como herramienta de planificación del uso del suelo. Para ello se identificarán las zonas de crecimiento urbano mediante análisis de cambios en la cobertura del suelo para el período de 1968 al 2020. Esto será una base para determinar el aumento de vulnerabilidad ante amenazas volcánicas, por medio de la elaboración de mapas de proyección para el período 2022-2030. Finalmente, el realizar una serie de recomendaciones o medidas de mitigación y prevención ante amenazas volcánicas.

Esta investigación ha sido planteada como un estudio de tipo cuantitativo, basado en la descripción y análisis del escenario de riesgo volcánico y con ello la relación del crecimiento urbano por medio de imágenes satelitales del distrito de la Fortuna de San Carlos. Cabe destacar, que lo planteado desde el principio fue la realización de mapas de cobertura del suelo; sin embargo, por situaciones de falta de información tanto a nivel de imagen satelital como en información georreferenciada

para los años en cuestión. Para ese fin, los mapas de proyección se realizaron con base en un Índice de edificabilidad; dicho índice comprende áreas de suelo urbano, urbanizadas o en proceso de urbanización, con elementos como la tipología de la edificación. Además de las proyecciones de población permiten observar la superficie total del radio posible de expansión de viviendas construidas. Todo ello se llevó a cabo con proyecciones de cantidad de población del INEC de los años 2011, 2015, 2021, 2025 y 2030. Con los datos obtenidos de cada uno de los mapas se determinó los cambios más representativos distrito de la Fortuna de San Carlos desde 2022 hasta el 2030.

Modelado de lahares: Para el modelado de los lahares se han elaborado modelos determinísticos de afectación utilizando la herramienta Laharz (Schilling, 1998). Este programa utiliza un método objetivo y reproducible para la previsión de los límites de inundación laterales y distales que permitan definir zonas de riesgo. Se ejecuta dentro de un Sistema de Información Geográfica (p. ej. ArcGIS ®), y proporciona a los vulcanólogos un método automatizado para estimar áreas de posible inundación por lahar. La herramienta parte de la premisa que zonas inundadas por lahares recientes, proporcionan una base para el pronóstico de los futuros límites de inundación en determinados lugares. Como se muestra en la Fig. 2.3, cualquier flujo avanzando por el valle produce límites laterales y distales, es decir, secciones transversales y planimétricas de inundación (A y B) que son influenciadas por la topografía y el volumen de flujo (V) (Schilling, 2014). Así pues, en su funcionamiento, LAHARZ considera topografía y volumen. El método utiliza solo tres variables: V, A, B. Donde el volumen de flujo V de interés en LAHARZ, es el volumen máximo alcanzado a lo largo de la trayectoria del flujo (Fig. 2.2).

Gran parte de la información geológica-vulcanológicas fue montada en un Sistema de Información Geográfica y se realizaron modelizaciones computacionales para predecir las áreas de inundación por lahares, con el programa LAHARZ desarrollado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) en 1998 (Iverson et al., 1998). La base para establecer dicho pronóstico (Schilling, 2014), parte de el volumen de flujo (V), es la variable independiente que predice la sección transversal (A) y los límites de inundación planimétrica (B). El volumen (V) no se conoce de antemano, y la selección de los valores se basa en el conocimiento geológico y el objetivo de la previsión de inundaciones (por ejemplo, comparando el peor escenario con la hipótesis más probable). En eventos reales V puede cambiar y evolucionar a lo largo de la trayectoria de flujo, pero esta evolución no se considera en LAHARZ. El volumen de interés es el valor máximo que se produce durante el curso del flujo. El área planimétrica de las zonas con probabilidad de inundación por lahar generalmente aumenta en anchura y longitud conforme aumenta el volumen de lahares. Para el volcán Arenal se elaboró un modelo que abarca todos los flancos del macizo, este considera volúmenes variables ($1 \times 10^5 \text{ m}^3$, $5 \times 10^5 \text{ m}^3$, $8 \times 10^5 \text{ m}^3$, $1 \times 10^6 \text{ m}^3$, $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$) y un modelo de elevación digital con resolución espacial de 12.5, m obtenido de imágenes PALSAR, captadas por el satélite ALOS de Agencia Japonesa de Exploración Aeroespacial (JAXA).

Los puntos potenciales de disparo se ubicaron en las partes altas de los ríos y quebradas que nacen en las laderas del volcán, considerando especialmente cauces por los que históricamente han descendido flujos. Se debe tener claridad en el hecho que estos modelos representan áreas potenciales de inundación por lahares de volúmenes específicos, sean estos de tipo no eruptivo, sin-eruptivo o pos-eruptivo. Los límites de una eventual inundación podrían variar según las condiciones específicas del momento, como saturación del suelo, cantidad de material depositado

(en el caso de los lahares sin y pos-eruptivos), uso del suelo, condiciones del tiempo atmosférico (principalmente las precipitaciones) y nivel freático de los acuíferos más superficiales en las cuencas afectadas.

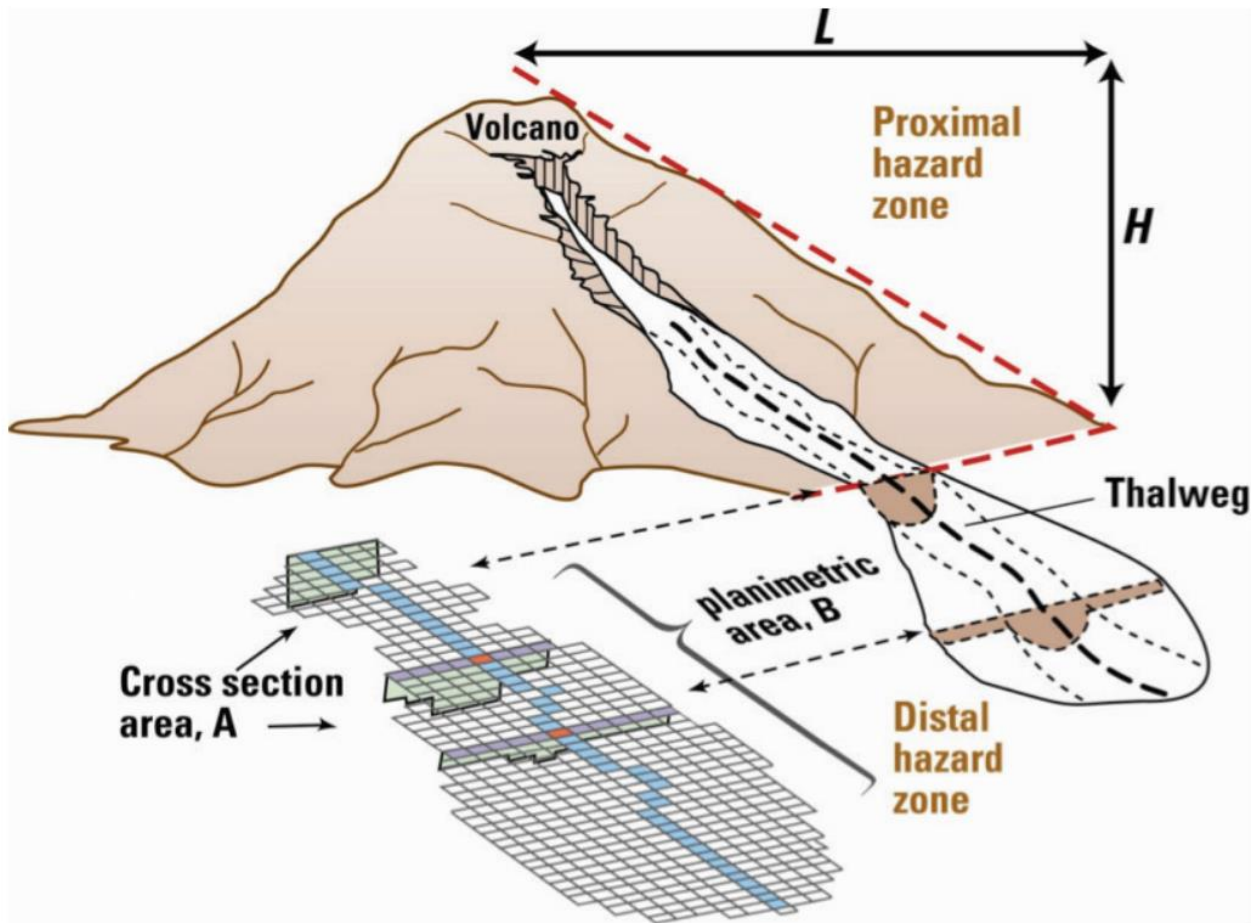


Fig. 2.3: Diagrama que muestra la asociación entre las dimensiones de un lahar idealizado y las áreas transversales (A) y planimétricas (B) calculadas por Laharz para un volcán hipotético. La relación entre la caída vertical (H) y la distancia de salida horizontal (L) describe la extensión de los peligros volcánicos proximales (Schilling, 2014).

Análisis de la condición de los puentes y alcantarillas para las rutas de evacuación: El producto de este trabajo de investigación fue la identificación y caracterización de las estructuras hidráulicas a lo largo de la ruta de evacuación alrededor del volcán Arenal, así como la descripción de las cuencas hidrográficas de cada una de los puentes o pasos de alcantarillas. Se planteó una categorización según el nivel de riesgo identificado en cada punto de interés. Para ellos se realizó a) una búsqueda y revisión de documentación asociada al mapeo de los peligros volcánicos del Arenal y de sus respectivas rutas de evacuación, b) el levantamiento y descripción en campo de los puntos de interés relacionado a puentes y pasos de alcantarilla sobre la ruta de evacuación del volcán Arenal, c) la definición y caracterización de las cuencas hidrográficas principales alrededor del volcán Arenal y que interceptan las rutas de evacuación en los puntos de interés definidos, d) la revisión de la capacidad hidráulica de las estructuras respecto a las dimensiones de la cuenca

hidrográfica aplicando métodos simplificados de análisis como el propuesto por Talbot, y c) la categorización según nivel de vulnerabilidad de las estructuras ante eventos volcánicos y capacidad de drenaje del puente o paso de alcantarilla.

Entre los aspectos identificados como exclusiones, se enumeran a continuación los siguientes: a) No se realiza una revisión pormenorizada de todas las estructuras sino las identificadas en el recorrido realizado en sitio sobre la ruta nacional 142 entre el centro de La Fortuna y su conexión con la ruta 936 con el río Agua Caliente en los alrededores del Parque Nacional Volcán Arenal, b) No se realizó un análisis hidráulico detallado de cada estructura hidráulica, sino una revisión preliminar conservadora que permita categorizar el nivel de vulnerabilidad de cada estructura hidráulica ante un evento volcánico, c) **Se utilizó como información base los levantamientos topográficos disponibles de las hojas cartográficas gratuitas que abarcan las rutas de evacuación del volcán Arenal**, d) El método de Talbot es útil para determinar el caudal de un río o canal en situaciones en las que no se dispone de información detallada sobre la geometría del canal o la velocidad del agua.

El método utilizado puede consultarse en el flujograma que se muestra a continuación (Fig. 2.4).

En el ámbito de la ingeniería hidráulica existen una serie de procedimientos que permiten calcular o estimar el caudal de escurrimiento de una cuenca hidrográfica (Q_t), según la ilustración de la Fig. 2.5. La precisión de esta estimación considera elementos claves de la cuenca en estudio, por ejemplo: área de la cuenca, pendiente a lo largo del cauce natural, uso del suelo, cantidad de afluentes que la recorren o el recorrido más largo entre el punto más alejado de la cuenca al punto de entrega o de desagüe. Por otra parte, para determinar el caudal asociado es determinante conocer los registros de precipitación en el área de interés, de manera tal, que se puede asociar una intensidad de precipitación para diferentes periodos de retorno (entre menor sea el periodo de retorno en años, menor será la intensidad de lluvia del evento en mm/hr).

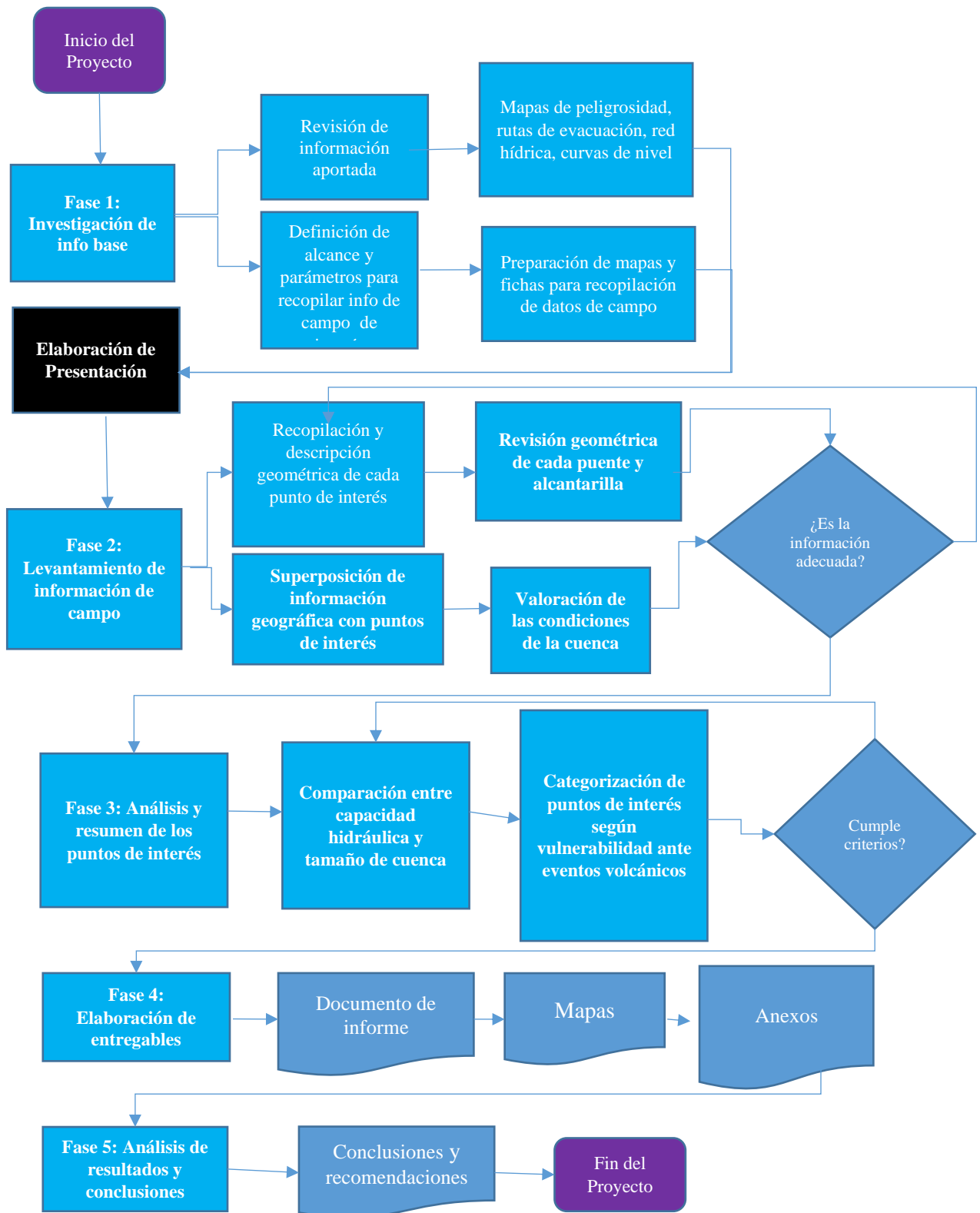


Fig. 2.4: Metodología del trabajo de investigación de puentes y alcantarillas.

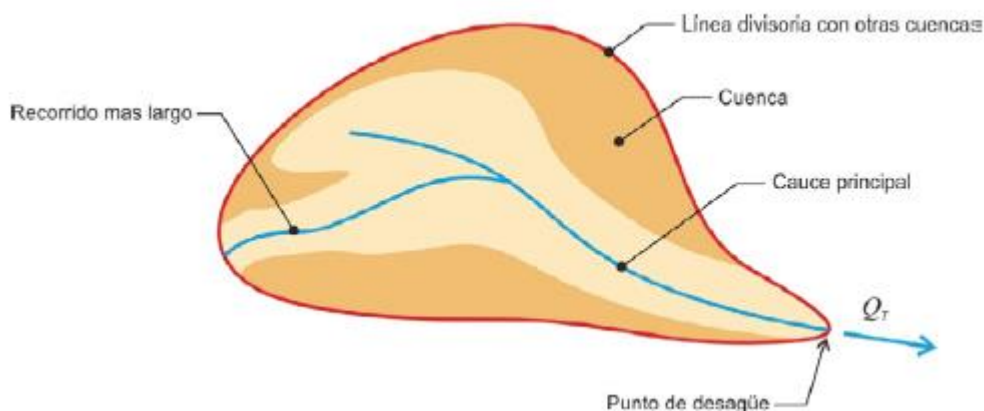


Fig. 2.5: Esquema simplificado de una cuenca hidrográfica y sus elementos http://www.carreteros.org/normativa/drenaje/5_2ic2016/apartados/2.htm (2022)

Existen una serie de metodologías empíricas simplificadas que permiten hacer estimaciones conservadoras sobre el área de drenaje requerido en función al tamaño de la cuenca hidrográfica. Una de estas metodologías es la presentada por Talbot, la cual fue publicada en 1887 en la Universidad de Illinois, EE. UU. La formulación matemática de Talbot correlaciona al área hidráulica (a) que debería tener un paso de alcantarilla (en m^2), con respecto al área de la cuenca hidrográfica (A , expresado en hectáreas) y en función a un coeficiente (C) que depende de las características topográficas de la cuenca en estudio, según la ecuación 1.

$$\text{Ecuación 1: } a = 0.183 C \sqrt[4]{A^3}$$

Los valores del coeficiente C , se obtienen del cuadro 2 para diferentes tipos de cuenca.

Cuadro 1.1: Valores del coeficiente C de la fórmula de Talbot

Características topográficas de la cuenca.	Valor de C
Montañosa y escarpada	1.00
Con mucho lomerío	0.80
Con lomerío	0.60
Muy ondulada	0.50
Poco ondulada	0.40
Casi plana	0.30
Plana	0.20

Fuente: <https://www.scribd.com/doc/136134925/METODO-EMPIRICO-DE-TALBOT>, 2022

Esta fórmula está basada en características de precipitación particulares de una región en Estados Unidos por lo que no permite tomar en consideración la variación de la intensidad en la cuenca o la velocidad del flujo cuando se aplica a otras localidades. Según lo reportó Talbot en su estudio de cuencas, el valor de intensidad de precipitación asociados con las observaciones que sirvieron de base para la formulación matemática fue del orden de 100 mm/hr y la velocidad del flujo dentro de la obra fue de 3 m/s.

Según lo describe Gaspari (2012), el análisis morfométrico es el estudio de un conjunto de variables lineales, de superficie, de relieve y drenaje; que permiten conocer las características físicas de una cuenca, con lo cual es posible realizar comparaciones entre varias cuencas, así como ayuda a la interpretación de la funcionalidad hidrológica y en la definición de las estrategias para la formulación de su manejo.

Entre las principales características de una cuenca se tienen:

Área (A): definida como la proyección horizontal de toda la superficie de drenaje de un sistema de escorrentía dirigido de manera directa o indirectamente a un mismo cauce. Corresponde a la superficie delimitada por la divisoria de aguas de la zona de estudio.

Perímetro (P): es la longitud sobre un plano horizontal, que recorre la divisoria de aguas.

Este parámetro se divide en unidades de longitud y se expresa normalmente en metros o kilómetros. Longitud de la cuenca (L): corresponde a la distancia horizontal desde la desembocadura de la cuenca (punto de desfogue) hasta el otro punto aguas arriba donde la tendencia general del río principal corte la línea de contorno de la cuenca.

Ancho de la cuenca (B): se define como la relación entre el área y la longitud de la cuenca.

Factor de forma de Horton (Kf): es la relación matemática entre el área y el cuadrado de la longitud de la cuenca, según la ecuación 2:

$$\text{Ecuación 2: } kf = \frac{A}{L^2}$$

Una cuenca con un factor de forma bajo, esta menos sujeta a crecientes que una de la misma área y mayor factor de forma. Principalmente, los factores geológicos son los encargados de moldear la fisiografía de una región y la forma que tienen las cuencas hidrográficas. Un valor de Kf superior a la unidad proporciona el grado de achatamiento de ella o de un río principal corto y por consecuencia con tendencia a concentrar el escurrimiento de una lluvia intensa formando fácilmente grandes crecidas. (Horton, 1932).

Coefficiente de compacidad (kc): propuesta por Gravelius, compara la forma de las cuencas con la de una circunferencia, cuyo círculo inscrito tiene la misma área de la cuenca en estudio. Se define como la razón entre el perímetro de la cuenca que es la misma longitud del parteaguas o divisoria que la encierra y el perímetro de la circunferencia. Este coeficiente adimensional, independiente del área estudiada tiene por definición un valor de uno para cuencas imaginarias de forma exactamente circular. Nunca los valores del coeficiente de compacidad serán inferiores a uno. El grado de aproximación de este índice a la unidad indicará la tendencia a concentrar fuertes volúmenes de aguas de escurrimiento, siendo más acentuado cuanto más cercano a uno sea, es decir mayor concentración de agua. El coeficiente de compacidad se calcula con la siguiente ecuación 3:

$$\text{Ecuación 3: } Kc = 0.28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

Según el Cuadro 2.2, se han definido formas y clases según el valor de Kc.

Cuadro 2.2: Valores de Kf

Clase de Forma	Índice de Compacidad	Forma de la cuenca
Clase I	1.0 a 1.25	Casi redonda a oval - redonda
Clase II	1.26 a 1.50	Oval - Redonda a oval oblonga
Clase III	1.51 ó más de 2	Oval - oblonga a rectangular - oblonga

Fuente: <https://core.ac.uk/download/pdf/35294551.pdf>

Relación de Elongación (Re): es la relación entre el diámetro de un círculo con igual área que la de la cuenca (A) y longitud máxima de la misma (Lc). La formulación propuesta por Shumm (1956) en la ecuación 4 indica:

$$\text{Ecuación 4: } Re = \frac{D}{Lc} = 1.1284 \frac{\sqrt{A}}{Lc}$$

Pendiente media de la cuenca (J): es uno de los principales parámetros que caracteriza el relieve de esta y permite hacer comparaciones entre cuencas para observar fenómenos erosivos que se manifiestan en la superficie. La formulación matemática se representa según la ecuación 5:

$$\text{Ecuación 5: } J = 100 * \frac{(\sum Li) * (E)}{A}$$

Donde: Li es la suma de las longitudes de las curvas de nivel y E es la equidistancia entre curvas de nivel (km)

Tiempo de concentración (tc): es el tiempo que tarda en llegar una gota de agua de lluvia desde el extremo más alejado de la cuenca a la sección de salida, calculándose mediante la ecuación 6.

$$\text{Ecuación 6: } tc = \frac{(4\sqrt{A} + 1.5 L)}{(0.8 \sqrt{H})}$$

Donde A es el área de la cuenca en km², L es la longitud del cauce principal (km) y H es la elevación media de la cuenca (km).

Dispersión y análisis de la caída de ceniza utilizando el programa FALL3D: Una de las amenazas más temibles de una erupción volcánica es la emisión y posterior caída de ceniza, sea por los efectos químicos que causa en lo agrícola, físicos que causa en maquinaria, sanitarios que causa en los ojos, vías respiratorias y tracto digestivo de animales y humanos, etc. Por ello, el poder prever la cantidad y los posibles sitios donde se depositaría se vuelve de mucha ayuda en la atención antes, durante y después del evento.

Los modelos de dispersión de ceniza muestran la distribución resultante de la interacción entre la ceniza y el viento presente al momento de la erupción, con la pluma volcánica generada, ya sea por una fuente puntual (un cráter), como por una extendida, como en el caso de una fisura o una corriente de densidad piroclástica. Si la velocidad vertical de la pluma es sensiblemente mayor a la del viento, la fase inicial evoluciona como una columna boyante vertical, que eventualmente se distribuye lateralmente como una corriente gravitacional alrededor del nivel neutro de boyancia. Esto es lo que se conoce como una pluma fuerte. En el caso contrario, en que la velocidad del viento es mucho mayor que la velocidad vertical de la pluma, esta se curvará gradualmente dando lugar a una columna débil. El qué tan lejos alcance cada uno de los piroclastos presentes en la columna dependerá de las características del clasto (textura, densidad, forma) que definen la velocidad de caída y las velocidades verticales causadas por la turbulencia de los gases presentes en la columna volcánica. En resumen, cada uno de los depósitos de tefra es el resultado de la dinámica de la pluma (la altura, el perfil de velocidades, la vorticidad de las plumas débiles), los parámetros de cada uno de los clastos (textura, densidad, forma), las características de la atmósfera cercana a la columna (campo de velocidades, viscosidad, temperatura y densidad) y del proceso de sedimentación (Bursik, 2001).

Su carácter inesperado fuerza a utilizar de apoyo modelos simplificados en 1D y 2D preparados para ser corridos en una laptop para obtener información para la toma de decisiones, razón por la cual hay que tener claro las aproximaciones que se utilizaron en su codificación y las limitaciones que eso tiene en las posibles deducciones que así se logren.

Los modelos 1D consideran que la tefra se transporta lateralmente dentro de la sombrilla, donde se mezcla debido a la turbulencia y, eventualmente, cae al suelo a velocidad terminal; son, por lo tanto, utilizados para sedimentación proximal. Requieren normalmente conocer la tasa de flujo volumétrico en la capa de boyancia neutra. Para los casos de plumas débiles, algunas veces se supone que esa tasa varía con la distancia siguiendo el modelo de difusión de Fick. Están destinadas a ser corridas en *laptops* o computadoras con capacidad media, con su inherente baja rapidez de cómputo, pero corto tiempo de respuesta, por lo que es de esperar que en el modelo se implementen aproximaciones, tanto en el algoritmo de cálculo como en la física utilizada (Scollo et al., 2007, 2013; Andronico et al., 2008; Bonadonna y Costa, 2013).

Los modelos numéricos 2D describen la dispersión como un transporte pasivo debido a la advección por el viento, con una difusión turbulenta. Para aplicarlos, además de la velocidad horizontal del viento, se requiere también conocer la velocidad vertical y los coeficientes de difusión horizontal y vertical. No incluyen factores como la agregación, por lo que características como el pico secundario no se esperarían que aparezca en los resultados. Si el modelo es analítico, entonces el término de la fuente es típicamente descrito por una o varias funciones de distribución de masa. Si se utiliza una distribución Gaussiana hay que tener los parámetros de forma de la columna, en particular, hay que tener cuidado si se aplica a columnas bajas de altitud por que los

vientos tienden a ser muy variables, donde la componente vertical no es despreciable; este aspecto es aún más importante para dispersiones a larga distancia (Bonadonna y Costa, 2013). Una primera aproximación la constituye el modelo de Suzuki (1983), basado en una solución semi-empírica en 2D de la ecuación de dispersión, que para posibilitar su solución numérica por medio de PC supone una distribución gaussiana de los clastos dentro de la columna y una distribución vertical de velocidad de viento de la forma siendo λ una constante. El viento se supone que siempre se moverá uniforme y horizontalmente, sobre una superficie plana “infinita”. Esta formulación impone automáticamente que el patrón de caída sea una elipse. Connor et al. (2001, 2006) consideran que ese modelo es muy simplificado. Similarmente Carey (1996) indica que un modelo que incluya la advección-dispersión describiría mejor la caída de ceniza que el modelo de Suzuki (1983).

$$W(z) = W_0 \left(1 - \frac{z}{H}\right)^\lambda$$

Varios de los programas que la utilizan (por ejemplo, el TEPHRA2, el ASH3D) hacen también otro tipo de aproximaciones que aceleren los cálculos. Por ejemplo, según se indica en el manual de uso del ASH3D (USGS OFR 2013-1122), primero se debe especificar el área geográfica en que se tiene interés y hacer una corrida en baja resolución, lo que implica dividir esa área de interés en 25 x 25 x10 celdas, para tener una primera idea de por donde se moverá la pluma, lo que requiere 1 minuto de cómputo. El área geográfica por donde se moverá la pluma se escogería como una nueva área que se analizaría en alta resolución (dividiéndola en una grilla de 100 x100 celdas), como un compromiso entre un resultado que se vea “realista” y una corrida que solo requiera unos pocos minutos. En el manual también se advierte que el modelo solo abarca 1.3 veces la altura de la columna (lo que, para el Sabancay de Perú, de una altitud de 6 kilómetro, implica que solo se analizaran plumas de 1 kilómetro de altura sobre el cráter), también que la topografía alrededor del volcán es incluida como una escalera, una técnica que, en lugares montañosos, puede generar artefactos (valores ficticios) matemáticos, y que no se simulará ninguna erupción que dure menos de 0.1 horas.

Los modelos numéricos 3D calculan la concentración de masa en la atmósfera y la carga en el suelo resolviendo las ecuaciones de conservación de masa usando, tanto para la formulación Lagrangiana, como la Euleriana (i.e., transporte explícito de partículas versus el cambio de densidad en un volumen dado). Para ello se requiere conocer con detalle el campo de vientos en las 3 dimensiones. Ya que estos modelos se basan en la solución numérica de las ecuaciones de Advección-Difusión-Sedimentación (ADS), los resultados tienden a ser más realistas, sujetos siempre a la incertidumbre de los valores de entrada utilizados (Folch et al., 2019). Además, ya que usan un patrón de vientos que varía en las 3 dimensiones, en lugar de solo 1, los pronósticos son potencialmente más exactos, especialmente en los casos en que los patrones de viento son más complejos.

En años recientes una serie de herramientas de simulación numérica y sistemas de observación han sido utilizados para investigar el efecto de los parámetros eruptivos y del campo de vientos en la altura de la columna y la trayectoria de la pluma. (Vitturi et al., 2016)

El programa FALL3D es un modelo Euleriano *open-source* que analiza el transporte atmosférico pasivo y su eventual deposición basado en la ecuación de Advección-Difusión-

Sedimentación (ADS). Permite incluir distribuciones log-normales, así como distribuciones totales de tamaño de grano de Weibull y Bi-Weibull. También permite escoger entre varios mecanismos de agregación de partículas en vuelo (Folch et al., 2019).

En la última versión se incluyó una nueva discretización espacial, el mapeo y escalamiento de coordenadas con un decaimiento lineal que suaviza las oscilaciones numéricas de bajo nivel sobre terrenos muy complejos. La nueva estrategia resolutive basada en el esquema Kurganov-Tadmor (que sustituye la Lax-Wendorff) se puede combinar tanto con una solución vía un Runge-Kutta de cuarto orden, como una de primer orden de Euler para integrar directamente en el tiempo. Al tener opción a dos posibles métodos resolutivos, cada usuario puede escoger entre una mayor exactitud, o una mayor eficiencia computacional. La formulación de Kurganov-Tadmor de tipo de volumen finito es mucho menos difusa lo que la hace más valiosa cuando se modelan sustancias con altos gradientes de concentración. Con esto se resuelven los problemas de sobredifusión inherentes al esquema Lax-Wendorff de diferencias centrales para aquellos casos con abruptos gradientes de concentración.

Aplicación de FALL3D a la gestión de riego del Arenal: El comportamiento de las plumas asociadas con erupciones volcánicas explosivas es compleja, y depende de los parámetros de entrada (velocidad de salida, la fracción de gas, la temperatura y la distribución por tamaño de los clastos). Los eventos sub-plinianos tienen velocidades verticales menores a los plinianos, de manera que la sombrilla y la región vertical de la columna tienen mayor tendencia a doblarse en presencia de vientos fuertes (Cioni et al, 2015, p. 532). El viento puede también afectar el “entrainment” aumentando la boyancia y en algunos casos prevenir el colapso de la columna (caso de las oleadas).

Estas observaciones llevaron a planear las simulaciones FALL3D bajo la óptica de eventos de corta duración (1 hora). Melson y Sáenz (1968,1973) proponen como típico una corta fase explosiva inicial seguida de una fase más larga efusiva, para los eventos del año 1525 ± 20 , correspondiente a la ET-2.

Las simulaciones de FALL3D se efectuaron con un campo de vientos con una resolución de 0.5° (o sea 256 puntos por nivel) con 32 niveles de presión desde el nivel del mar hasta una altura de 30 kilómetro, o sea un total de 8192 puntos por corrida.

Los patrones de viento para las 11 a. m. y para las 3 p. m. se escogieron por mostrar cambios apreciables en la dirección, magnitud o ambas de la velocidad, al ir aumentando la altura. La visitación a diversas zonas de Guanacaste aumenta en los meses de enero a marzo, incrementado así el número de personas que podrían quedar afectadas directa o indirectamente, escogiéndose por ello simular el depósito para el día 22 marzo 2022. En su escogencia influyó también que los meses más favorables para la ocurrencia de ondas de montaña (que afectaría la dispersión de columnas pequeñas son enero, febrero y marzo debido a las condiciones de estabilidad, las brisas de valle-montaña, de baja frecuencia y magnitud, resultan opacadas por brisas mar-tierra en donde la orografía y la cercanía al mar permiten su generación. Los pasos entre las montañas permiten el transporte de humedad de barlovento (el Pacífico) a sotavento (Valle Central), con la consecuente influencia sobre la lluvia, nubosidad, temperatura y humedad del aire (Campos y Castro, 1992).

Marti et al. (2016) indican que tradicionalmente los modelos de transporte y dispersión han estado desacoplados (off line) de los modelos numéricos de predicción del tiempo atmosférico, causando preocupación de las inconsistencias y carencias asociadas a esta estrategia puedan generar errores importantes en la predicción del movimiento de la pluma. El modelo NMMB/BSC-ASH, un modelo multiescala meteorológico y de transporte, se convirtió así en el primer modelo operacional en línea para predecir ceniza volcánica, a un nivel regional y global buscando ayudar a la aviación comercial reducir impactos como los causados por las erupciones en el 2010 del Eyya fjallajökull y en el 2011 las del Cordón Caulle

La versión FALL3D 8.1 (Folch et al., 2022) incorporó métricas de diagnóstico de predicción, originalmente diseñadas para modelos determinísticos que fueron generalizados para tener en un solo paquete los dos tipos de pronósticos probabilísticos. Así se pueden generar conjuntos de simulaciones que incorporan las incertidumbres en las emisiones, los llamados Parámetros de la Fuente de Erupciones: tipo de volcán, tipo de partículas y campo de vientos.

Las observaciones de que ha habido un muy lento progreso en adoptar estas nuevas perspectivas (Folch et al., 2022) entre otros, por la inercia de los operadores a no simular más de un solo escenario, la carga computacional que este tipo de programas involucra, y la renuencia de algunos usuarios finales a incorporar escenarios probabilísticos en sus operaciones de toma de decisiones motivó a no incluir ese tipo de cálculos en este informe. Para este informe se programó variar la granulometría, hora de inicio de la erupción, altura de columna.

La orografía circundante: La superficie terrestre modifica los primeros kilómetros de la troposfera, que conforman la capa fronteriza atmosférica (ABL, por su nombre en inglés). Stull (1988) la define como aquella parte de la troposfera que está directamente influenciada por la presencia de la superficie terrestre, y que responde a sus forzamientos en escalas temporales de horas. En algunos casos, las erupciones menores llegan a tener formas irregulares al ser susceptibles a las condiciones locales de la atmósfera. Por ende, pueden mostrar más de un lóbulo a diferentes alturas, debido a los cortantes del viento. Esa combinación de un viento horizontal con una corriente vertical puede originar vorticidad que, ocasionalmente, se manifiesta en una línea de tornados al margen de la pluma, como sucedió en las plumas débiles generadas durante la erupción del Surtsey en 1963 (Carey y Busik, 2015, p. 580).

La cercanía del mar, cuyas termales, varizones, entre otros, pueden desviar la dispersión: Con la salida del Sol se vuelven a desarrollar aires calientes ascendentes que inestabilizan la atmósfera adyacente al suelo, de manera que durante las primeras horas del día una nueva capa de mezcla (ML) se desarrolla debajo de la capa estable nocturna (SBL) hasta que la ML se desarrolla completamente (Banta y Cotton, 1982; Whiteman, 2001).

Escogencia de la altura de la columna: La troposfera depende débilmente de la estratificación, contrariamente a la fuerte dependencia de la estratósfera. La altura de la tropopausa depende fuertemente del calentamiento en superficie (Carey y Bursik., 2015; p. 581). Al subir la columna, se satura de vapor y se condensa; el calor latente que se libera permite a la columna seguir subiendo (Carsey y Bursik, 2015, p. 582). Al mismo tiempo que una partícula es transportada por la componente horizontal del viento, va cayendo hasta alcanzar una velocidad vertical límite definida por el equilibrio entre las fuerzas de arrastre y la de la gravedad. Por lo tanto, es de esperarse que una partícula llegará más lejos tanto más alto sea el punto del que inicio su movimiento, definido

por la altura de la columna. En los otros casos se recurre a los gráficos de Carey y Sparks (1986) que usan de base los tamaños y la distancia de la fuente de los clastos recolectados en campo. Estos cálculos fueron recientemente revisados en Rossi et al. (2019). Según Ghigliotti et al. (1991), *con base en las isopleas de los líticos se calculó [usando Carey y Sparks, 1986] una columna eruptiva de la erupción ET-2 [del Arenal] de aproximadamente 23 kilómetros de altura (sub-pliniana.* Eychenne et al. (2015) incluyen una explosión lateral (lateral blast), así como la mezcla de erupciones estrombolianas, vulcanianas y plinianas, presenta simulaciones con alturas de columna constantes alrededor de 15 kilómetro, que generan una dispersión asimétrica.

Por todo lo anterior, más que intentar simular el patrón de caída de la sub-pliniana ET-2 del Arenal, se decidió realizar las simulaciones FALL3D con una altura de columna de 16 km, la que se utilizó en las simulaciones del vecino volcán Rincón de la Vieja, para obtener información extra al comparar ambos resultados. Se reconoce eso sí, que las granulometrías que se utilizaron de parámetro de entrada fueron obtenidas de muestras asociadas a la ET-2 que se ha considerada sub-pliniana e incluso pliniana. Al reducir la altura también se reduce la tasa de erupción (que en FALL3D es calculada automáticamente), por lo que las granulometrías escogidas puedan no ser las más apropiadas. Los modelos estadísticos usados para estimar el volumen eruptado incluyen relaciones exponenciales, de potencia y de Weibull, que se usan con parámetros estimados de interpolaciones de isopacas. Así estos modelos pueden o no describir los datos adecuadamente, sobre todo cuando se utilizan para extrapolar tendencias más allá de los límites del área disponible de tefra depositada (Fierstein y Nathenson, 1992; Bonadonna y Costa, 2012).

Una altura de columna estimada de 16 km conlleva que su parte baja quede afectada por una estratósfera muy dependiente de la temperatura y su parte más alta, al igual que la sombrilla, se encuentren en la troposfera que depende débilmente de la temperatura y es menos estratificada. *Además, la troposfera baja, a sotavento de las montañas, no se comporta de igual forma que la troposfera media y alta debido a que los movimientos mesoescalares controlan las capas superficiales de la atmósfera, produciendo anomalías de humedad de signo negativo a sotavento y positivo a barlovento (Alvarado L. F. y Fernández, W. 2001):*

Recientemente (29 diciembre 2022), Aubry et al. (2022) informaron sobre los efectos que pueden derivarse tanto de la incertidumbre de los datos como de las relaciones matemáticas que se deriven de ellos.

En Alvarado et al. (2006) se informa de una columna convectiva, asociada con las explosiones de 10 km que fue adoptada como la segunda posibilidad en este informe.

Escogencia de las muestras: El patrón de caída de ceniza generado con ayuda de FALL3D es el resultado de aplicar las leyes de la física a una granulometría en particular, que debe ser introducida por el investigador como dato inicial. En el presente trabajo se exploraron dos maneras de generar un mapa de dispersión de ceniza: a) utilizando de punto de partida la granulometría en unidades phi, b) o bien a partir de los valores de la moda, dispersión y frecuencia de las distribuciones de Weibull obtenidas al deconvolucionar dicha granulometría.

Se usará como punto de partida el carácter fractal del proceso de fragmentación, y la conservación de la masa, conceptos que permitieron a Brown y Wohletz (1995) deducir a partir de

los conceptos de conservación de la masa y el carácter fractal de la fragmentación deducir la ecuación de Rosin-Rammler, que hasta ese momento era totalmente empírica:

$$m^2 n(m) = N_T m_1 (m/m_1)^{2+\gamma} \exp[-(m/m_1)^{1+\gamma}/(1+\gamma)] \quad \text{Eq. 1}$$

siendo $n(m)$ el número de partículas con masa m (distribución de Weibull de probabilidad), m_1 una masa de referencia (dado el carácter fractal de la relación), N_T es el número de partículas de la subpoblación, y γ la dispersión de la distribución de Weibull.

La distribución de probabilidad de Weibull sería

$$n(m) / N_T = (1/m_1) (m/m_1)^\gamma \exp[-(m/m_1)^{1+\gamma}/(1+\gamma)] \quad \text{Eq. 2}$$

El exponencial es una medida de la supervivencia, en tanto que la potencia es la función del riesgo, y el término $\% = n(m) / N_T$ es el porcentaje relativo de cada distribución de Weibull dentro de la granulometría.

De las 34 muestras del Arenal a las que se tuvo acceso, las siguientes 7 están asociadas a caída: el conjunto MC36, MC37, MC38 y MC39 asociadas a la de pómez en la parte media, causada por una erupción pliniana (Capa ET2), las muestras MPN2 y MPN3 asociadas a la caída escoriaza de una erupción estromboliana (capa ET3), y la muestra MPN5 asociada a una erupción vulcaniana. En la Fig. 2.6 se muestra lo cercana que es la suma de las correspondientes distribuciones Weibull con la respectiva granulometría (medida por el R^2 calculada, Cuadro 2.3). Los parámetros utilizados se resumen en el Cuadro 2.4.

La caracterización de la ET-2 como sub-pliniana se basa en el trabajo de Ghigliotti et al. (1991). Los parámetros de las distribuciones de Weibull se resumen en el cuadro 2.4.

Las alternativas se redujeron al conjunto MC36 a MC39 al considerarse que la muestra fuera causada por una pliniana, y hubiese llegado lo más distante de la fuente.

De esas últimas 4, la muestra MC39 fue escogida por que el patrón de caída generado a partir de la granulometría a medio phi resultó muy parecido al que se obtuvo para la capa ii inf del Rincón de la Vieja (Fig. 2.7), un volcán relativamente cercano lo que permitiría en otro momento comparar los dos patrones de caída, aprovechando la similitud del entorno de los dos volcanes.

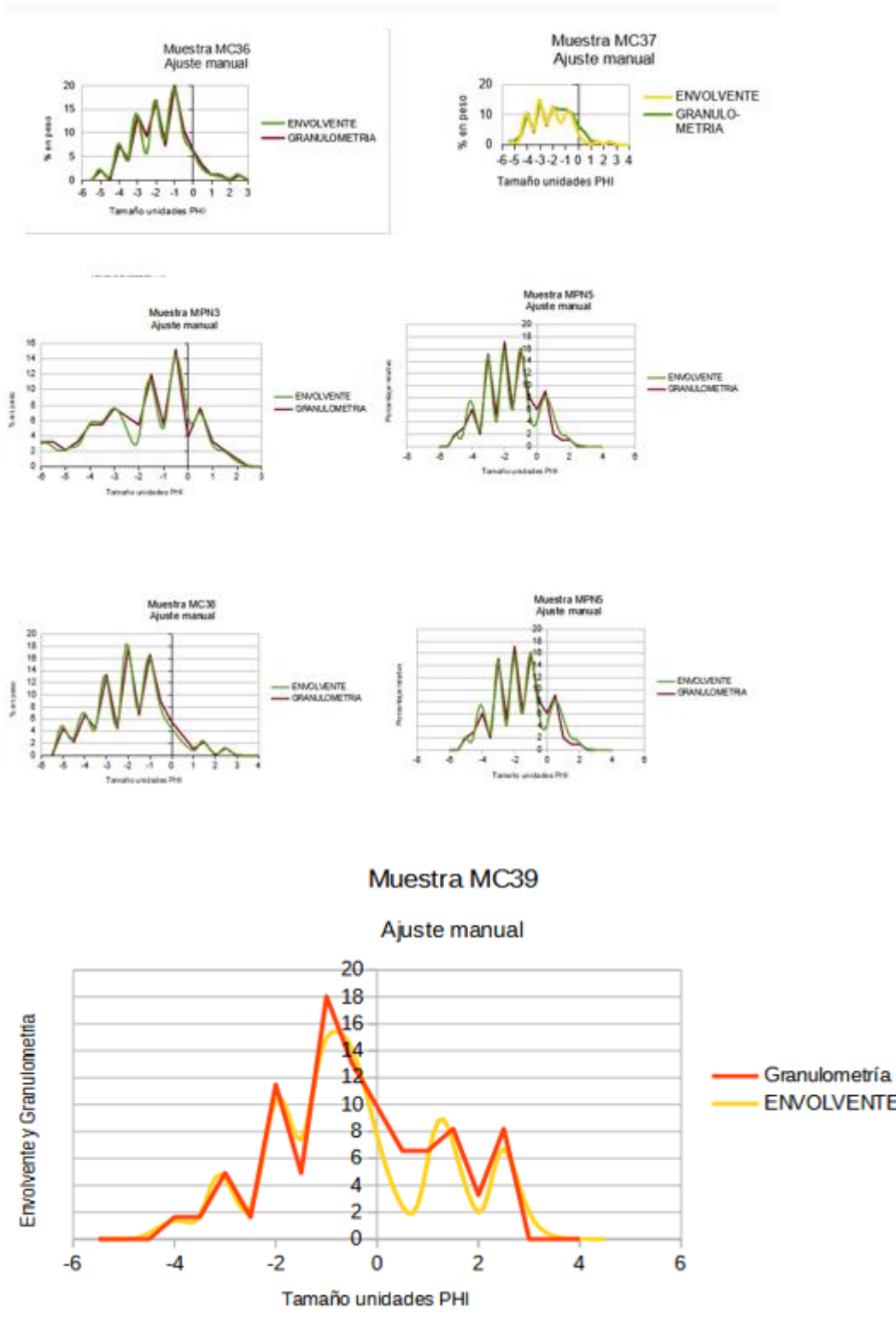


Fig. 2.6: Comparación entre la granulometría y la envolvente correspondiente para cada una de las 7 muestras en cuestión.

Cuadro 2.3: Valor del coeficiente de correlación R^2 entre la granulometría y la envolvente correspondiente. Se observa que la concordancia es excelente.

Muestra	MPN5	MC36	MC37	MC38	MC39	MPN2	MPN3
R^2	0.959	0.968	0.922	0.986	0.911	0.971	0.93
Capa	ET4	ET2	ET2	ET2	ET2	ET3	ET3
Tipo	Vulcaniana	Sub- Pliniana	Sub- Pliniana	Sub- Pliniana	Sub- Pliniana	Estrombo	Estrombo
Distancia	6 km	12 km	12 km	12km	12 km	6 km	6 km

Cuadro 2.4: Resumen de los parámetros asociados a las distribuciones de Weibull.

	Capa ET2				Capa ET4	Capa ET3	
	MC36	MC37	MC38	MC39	MPN5	MPN2	MPN3
Moda						-5.3	-5.5
		-4.82	-4.87	-4.74		-4.76	-4.2
		-3.71	-3.77	-3.71	-3.59	-3.77	-3.5
		-2.76	-2.74	-2.77	-2.78	-2.75	-2.4
		-1.75	-1.62	-1.75	-1.6	-1.76	
		-0.7	-0.37	-0.73	-0.75	-0.7	-1.25
		0.28		0.26	-0.09		0
						0.9	1.15
		1.41	1.73	1.7	1.60		0.84
		2.68	2.73	2.71	2.8	2.13	2.2
Dispersión						0.83	-0.2
		1	-0.37	0.43		0.78	-0.45
		0.35	0.03	0.05	-0.27	0.12	-0.25
		0.27	0.32	0.36	0.3	0.66	-0.25
		0.35	-0.12	0.37	0.01	0.51	
		0.02	-0.3	0.18	0.25	0.12	0.6
		0.01		-0.42	-0.3		-0.21
						-0.33	-0.2
		-0.5	1	0.92	-0.12		
		0,9	1	1	0.4	0.55	0.5
Porcentaje						2	8
		2	3	6		2	11
		10	18	12	4	12	9
		19	19	16	6	15	21
		21	26	23	19	18	
		34	32	23	14	125	11
		8		17	35		35
						27	18
		5	1	2	14		
		1	1	1	8	1	4

PHI	Arenal	Rincon
-3,5	1,64	0
-3	1,64	0,53
-2,5	4,91	2,89
-2	1,64	5,84
-1,5	11,48	8,63
-1	4,92	11,15
-0,5	18,03	13,14
0	13,1	14,34
0,5	9,84	14,64
1	6,56	13,28
1,5	6,56	8,33
2	8,19	3,19
2,5	3,28	1,19
3	8,19	0,53
3,5	0	0,69
4	0	1,06
4,5	0	0,56

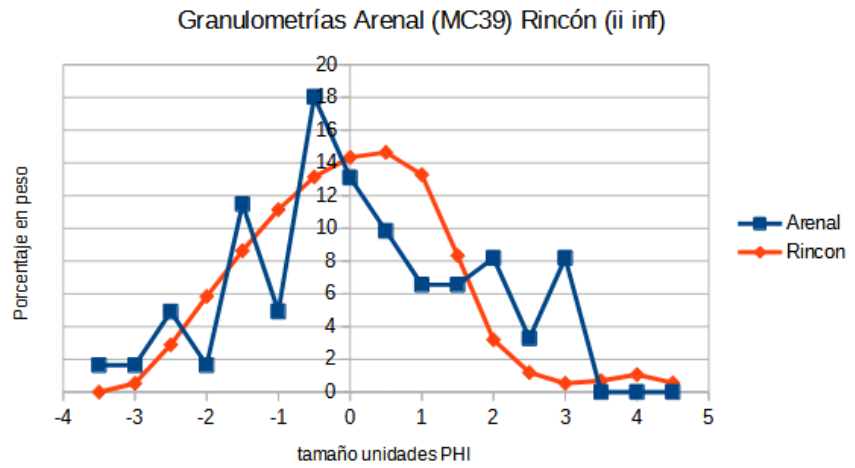


Fig. 2.7: Comparación de la granulometría de la muestra MC39 del Arenal, con la de la capa ii inf del Rincón de La Vieja a modo de comparación.

También se simularon el patrón de caída de las muestras MH8 (Fig. 2.8) y MH10 (Fig. 2.9), ambas asociadas a plinianas de la ET-2 y recolectadas en el mismo sitio, aunque recolectadas a solo 6 km de la fuente, para estudiar los efectos en el patrón de caída al variar la granulometría.

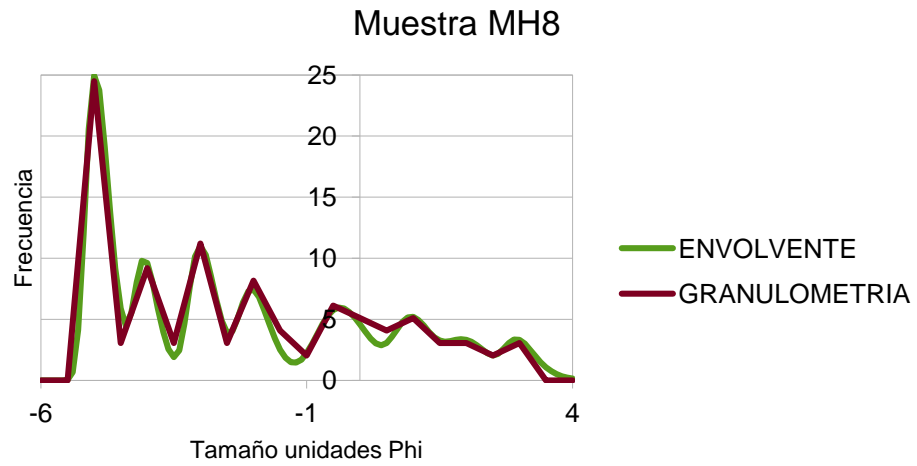


Fig. 2.8: Concordancia ($R^2 = 0.973$) de la granulometría con la deconvolución manual de la muestra MH8.

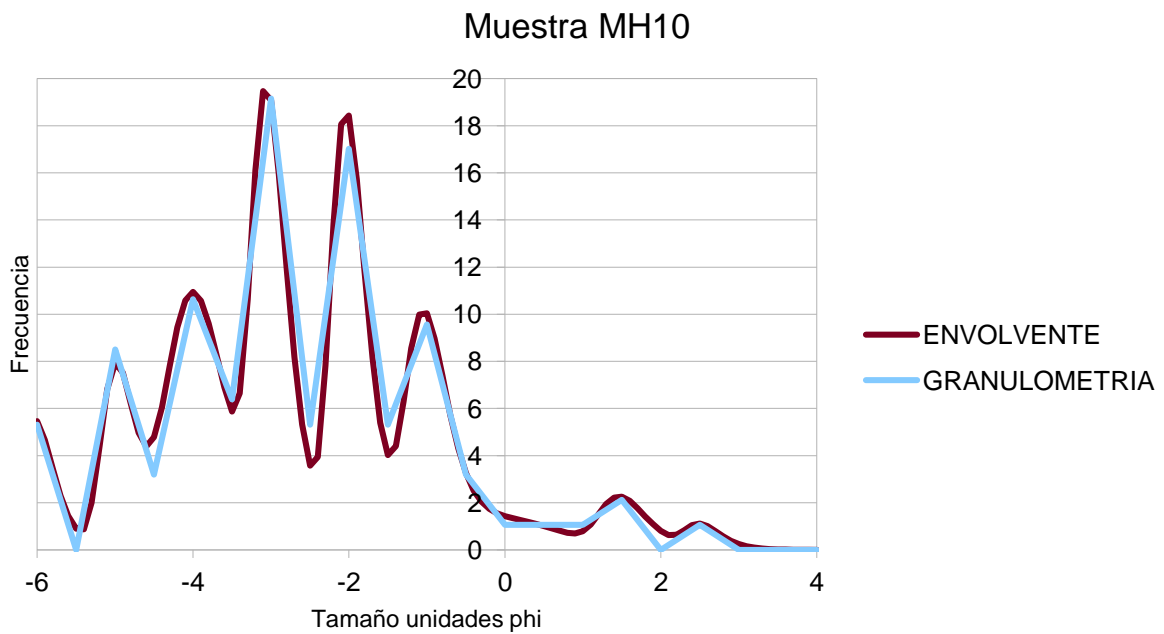


Fig. 2.9: Concordancia ($R^2 = 0.979$) de la granulometría con la deconvolución manual de la muestra MH10.

3. GEOLOGÍA DEL VOLCÁN ARENAL

El volcán Arenal, junto con el volcán hermano, el Chato y los otros dos edificios volcánicos menos conocidos, los domos de los cerros Los Perdidos, son en realidad estructuras geológicamente jóvenes, contemporáneas con el vulcanismo recientemente activo de las cordilleras de Guanacaste y la Central (todos alineados a lo largo de una línea imaginaria N62°W), pero aislados de las bases y las cumbres de ambas cordilleras por unos 41 km (Fig. 3.1). De hecho, no se comprende por qué no hay volcanes entre el Tenorio y el Arenal o entre el Arenal y el Platanar.

El volcán Arenal está edificado sobre rocas y sedimentos volcánicos del Plioceno y Pleistoceno Inferior, asociados con la Formación Monteverde (coladas de lava, lahares, tobas) y cerca de allí hay rocas sedimentarias (calizas, areniscas y conglomerados) asociadas con la Formación Venado, del Mioceno Medio al Plioceno. No se entrará en detalle sobre estas unidades geológicas o estratigráficas antiguas, dado que no poseen mayores implicaciones para el peligro volcánico; en el caso de que el lector desee profundizar, se pueden consultar Tournon y Alvarado (1997), Alvarado (2009) y Alvarado y Gans (2012), así como los trabajos allí citados (Fig. 3.2).

El vulcanismo profuso de la cordillera de Tilarán, que dio origen a la Formación Monteverde (coladas de lava, rocas piroclásticas y lahares) cesó hace 1.1 millón de años (Alvarado y Gans, 2012). Resulta interesante el señalar, que a lo largo del río Arenal y la quebrada Sangregado, cerca de la represa del mismo nombre, se observan depósitos de pie de monte antiguos (lahares y aluviones intercalados con tobas y coladas de lava), así como depósitos fluvio-lacustres subcientos (todos asociados con la Fm. Monteverde), los cuales presentan un basculamiento general hacia el N5-8°W con un buzamiento de entre 10° y 30° hacia el SW, indicativo de la tectónica de la región (Alvarado et al., 1988a).

Aunque como se observa, el volcán Arenal creció sobre el flanco de la cordillera de Tilarán, las evidencias geológicas indican que surgió de un vulcanismo muy posterior, no directamente relacionado con el que dio origen a la cordillera de Tilarán, en donde las rocas poseen edades entre 7 y 1.1 millones de años (Fig. 3.3). El Arenal es el producto de una migración de la actividad eruptiva en dirección NNW, iniciándose al SSE con el vulcanismo de los domos Los Perdidos (90 000 años), seguido por el volcán Chato (activo entre unos 50 000 y 3800 años atrás, Fig. 3.4) y finalmente el Arenal (nació hace unos 7000 años) recientemente activo (Soto y Alvarado, 2006a; Alvarado y Gans, 2012).



Fig. 3.1: Arriba, mapa de relieve donde se muestra al volcán Arenal al centro, la depresión tectónica del lago Arenal, en medio de las estribaciones de la cordillera Central al oriente y parte de la cordillera de Guanacaste al occidente. Abajo, la depresión tectónica de Arenal mirando hacia el W desde el flanco occidental del volcán, hoy día completamente vegetado.

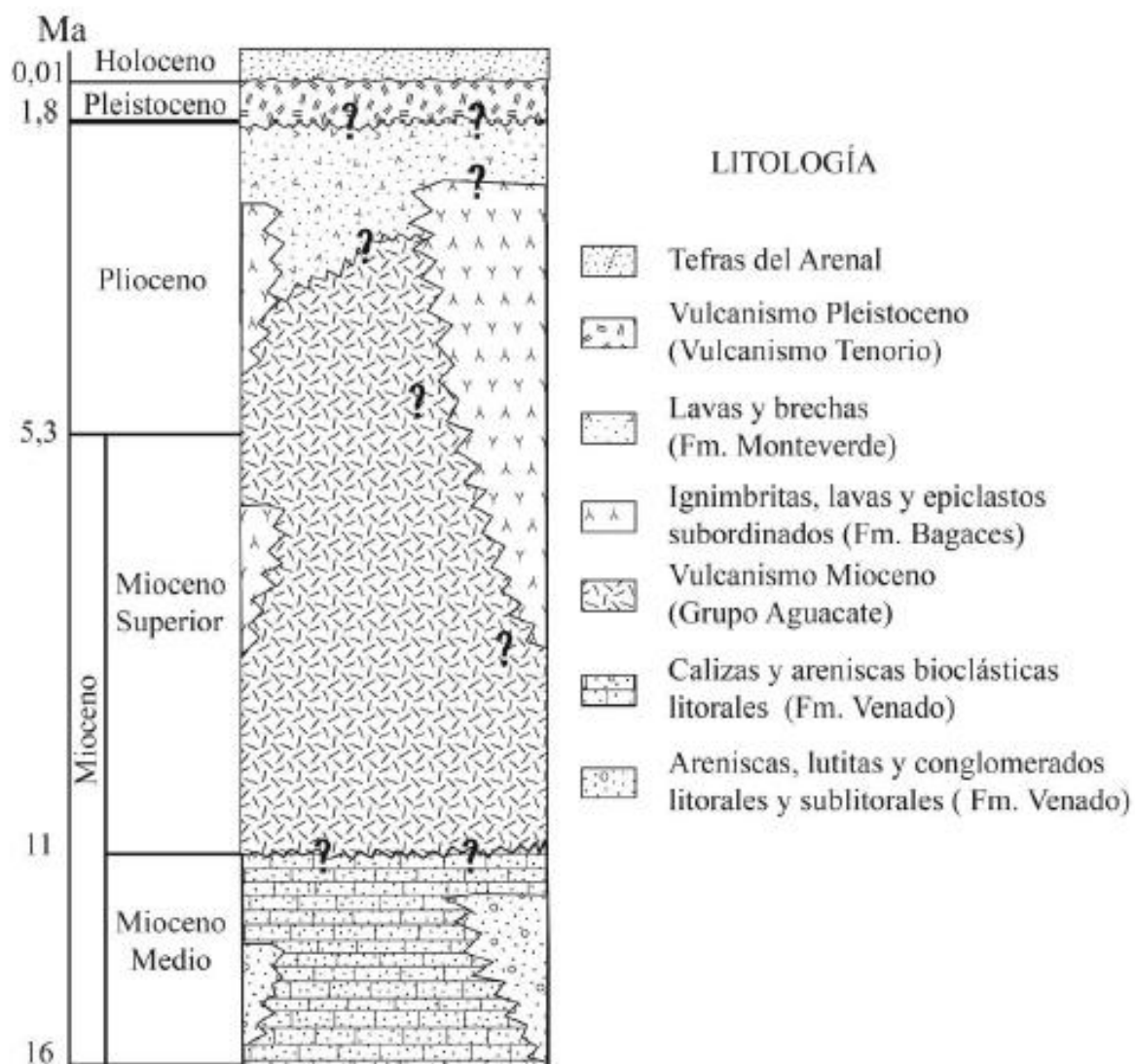


Fig. 3.2: Columna estratigráfica simplificada de los alrededores del lago Arenal (Bonilla et al., 2008, modificada por Camacho, 2015). En la base las rocas sedimentarias marinas someras del Mioceno Medio, sobreyacidas por el vulcanismo del Mio-Plioceno, y finalmente el vulcanismo Cuaternario, culminando con el volcán Arenal.

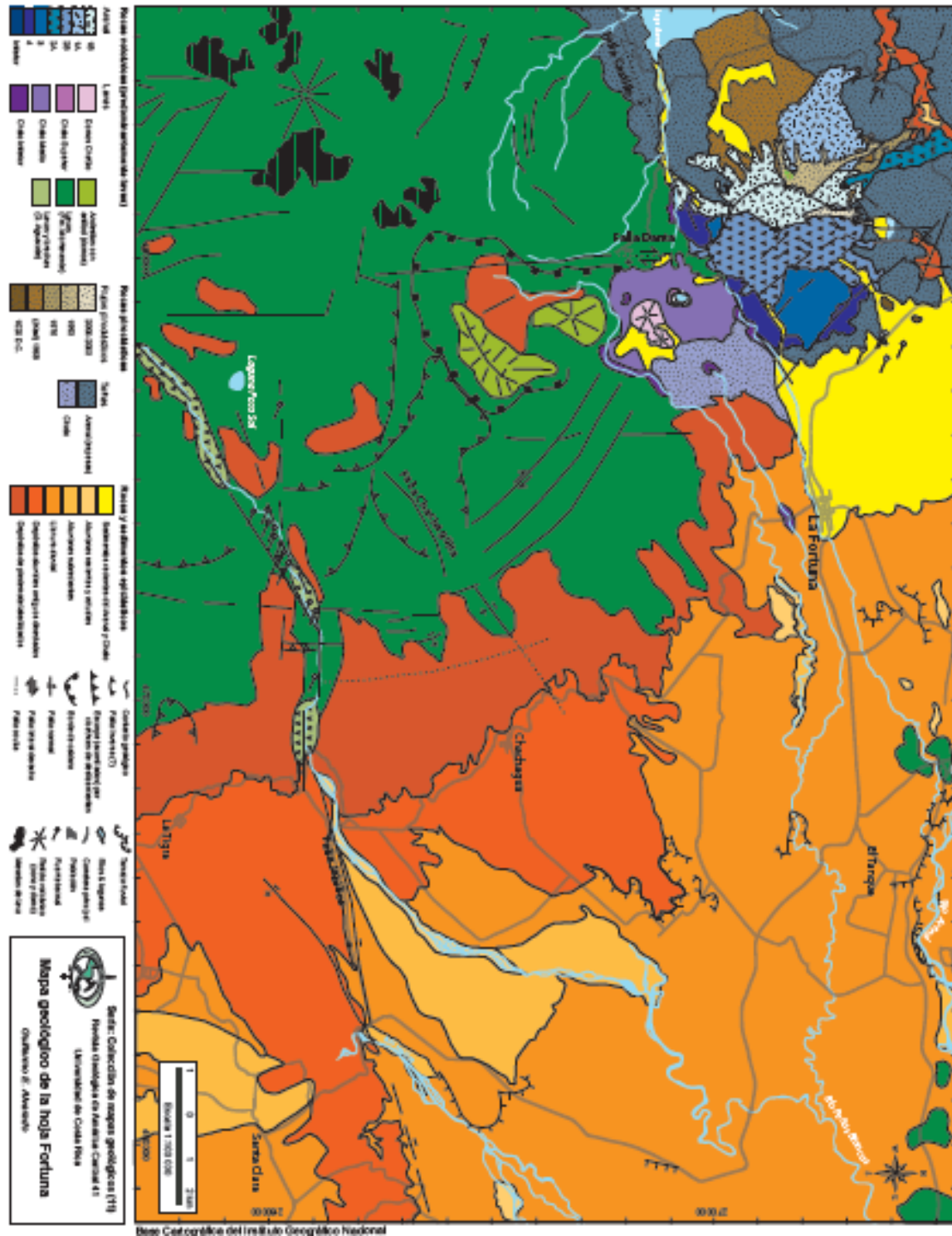


Fig. 3.3: Mapa Geológico de la hoja Fortuna (1:50 000), reducido, a modo de ejemplo. Para verlo de mejor manera, con las explicaciones del caso, se recomienda ir a la fuente original (Alvarado, 2009).



Fig. 3.4: Arriba al centro, las cúpulas de lava (domos volcánicas) de los cerros Los Perdidos, datados en 94 000 años) y abajo el volcán Chato con sus estructuras satelitales. La formación del volcán Chato dio origen hace unos 50 000 años y su última erupción fue hace unos 3800 años.

3.1 MARCO TECTÓNICO REGIONAL

Como es bien conocido, los volcanes de Costa Rica son el producto de la subducción de la placa del Coco bajo la placa del Caribe (Fig. 3.5). De forma muy breve, desde el punto de vista geotectónico, la profundidad de la placa del Coco subducida bajo la Caribe, a la altura del volcán Arenal, parece estar a unos 100 km bajo el volcán (Lücke y Arroyo, 2015).

El Moho (límite del manto superior con la corteza inferior; Fig. 3.6) se ha delimitado sísmica y graviméricamente a unos 40 km (Sallarès et al., 2001; Linkimer et al., 2010; Lücke, 2012).

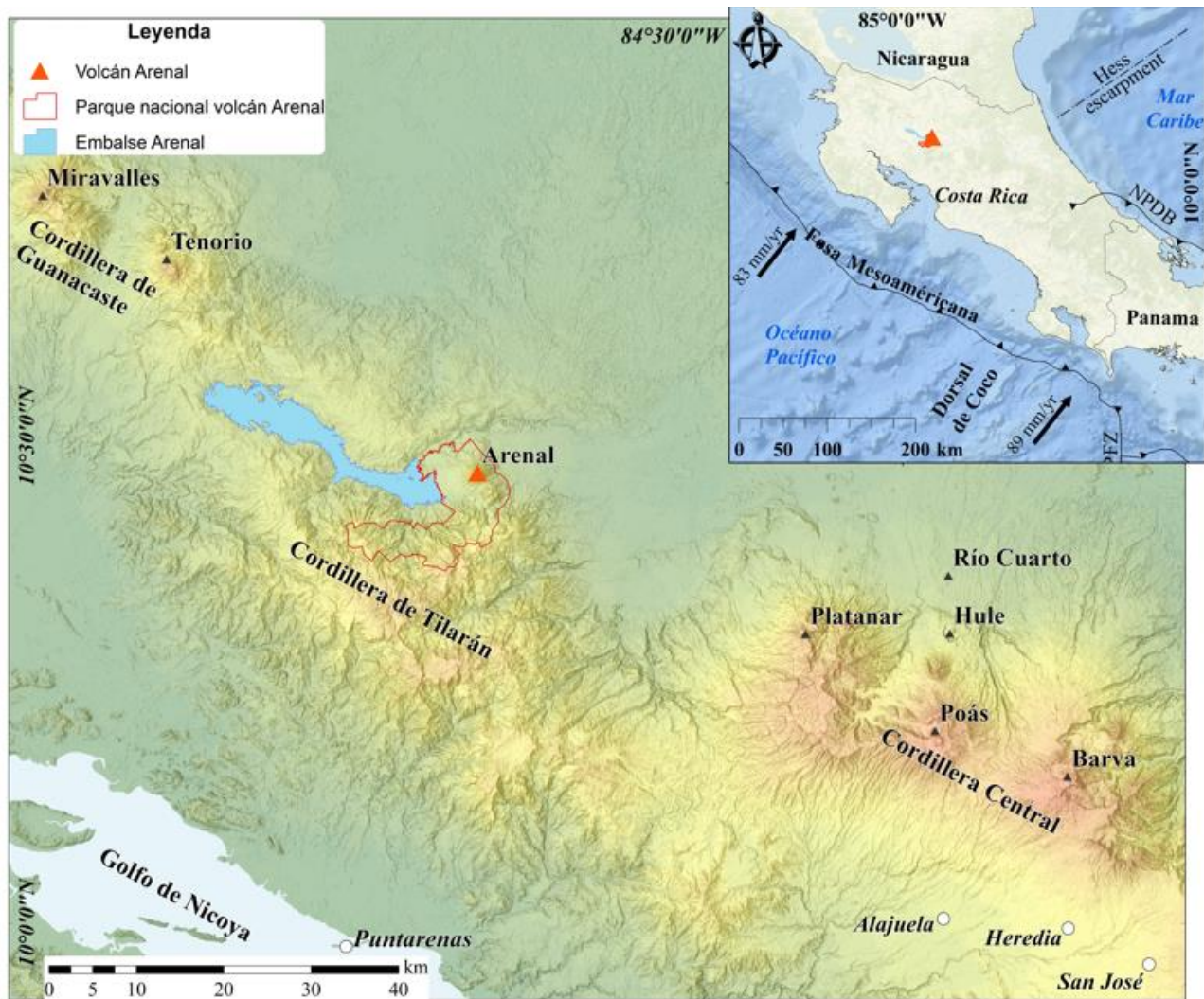


Fig. 3.5: Marco geotectónico del área de estudio.

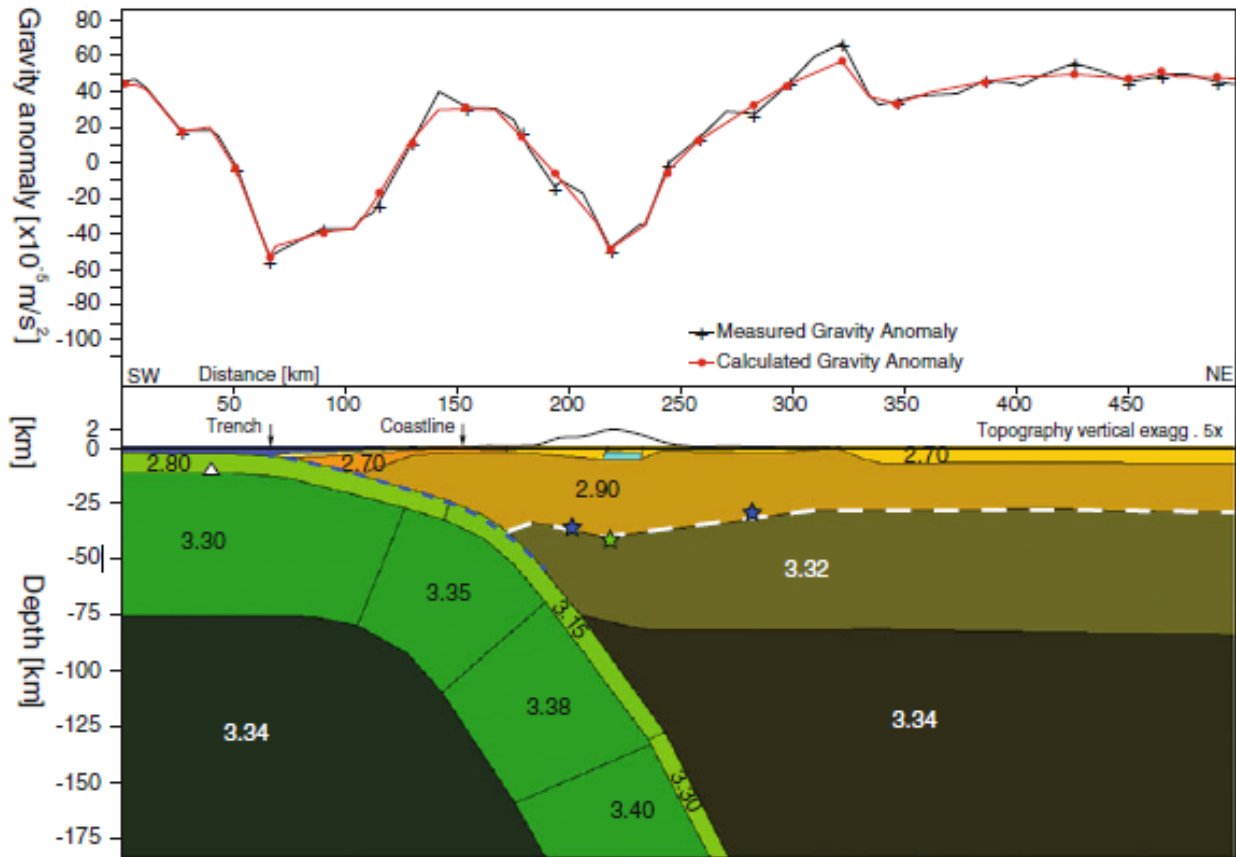


Fig. 3.6: Perfil gravimétrico de la zona de subducción (en verde) bajo la corteza y manto continental de Costa Rica realizado a través del volcán Arenal (Lücke, 2012).

Los volcanes Arenal y Chato crecieron en el extremo oriental de la depresión tectónica o graben de Arenal con múltiples fallas activas y potencialmente activas, principalmente de rumbo NW-SE. Esta depresión tectónica posee unos 40 km de largo por unos 10 km de ancho y, en la actualidad, está ocupada por el embalse Arenal.

Al considerar la expresión en superficie y el análisis detallado de la información geofísica, Camacho (2015) dividió el graben Arenal en dos segmentos separados por la laguna Cote. El segmento NW comprende la fila Vieja Dormida, un prominente escarpe (200 - 800 m de altura) de rumbo N40°W y al menos 8 km de largo (Fig. 3.6 y 3.7). Este tramo se asume como de rumbo dextral con una fuerte componente inversa. Quizás se trate de una inversión tectónica aprovechando una falla antigua. El lago Cote, con un área de 2 km² y una profundidad máxima de 12.9 m, es considerada en varios trabajos como de origen volcano-tectónico (caldera). Sin embargo, en el presente trabajo, se le considera una cuenca de tracción (*pull-apart basin*). Lo anterior se basa en las evidencias geomorfológicas (bermas de falla, trincheras de falla), geológicas (ausencia de depósitos explosivos relacionados) y la batimetría, la cual aportó información sobre la morfología en el piso del lago, evidenciando escalones (pequeños escarpes de falla de 1.2 m de altura aproximadamente), que parece estar relacionado con el trazo de la falla.

El segundo segmento se ubica al SE del lago Cote, con un rumbo de N40°W y 7 km de longitud, se observan a lo largo de su traza evidencias morfoestructurales típicas de fallas de rumbo con movimiento dextral, tales como: escarpes, bermas, lagunas, drenajes desplazados, valles, trincheras, lomos (*linear fault ridges*), lomos de presión (*pressure ridges*) y lomos de obturación (*shutter ridges*). Con respecto a la geofísica, la resistividad eléctrica identificó varias anomalías (discontinuidades litológicas y estructurales), asociadas a la falla Cote. La magnetometría no mostró suficiente contraste de susceptibilidades entre las litologías, por lo que las anomalías no son tan marcadas.

La magnetotelúrica se realizó en dos perfiles transversales a la falla Cote, ubicados al N y S del lago Cote, lo que evidenció un cuerpo que pareciera ser una intrusión o cuerpo hipoabisal, que produce un posible plegamiento.

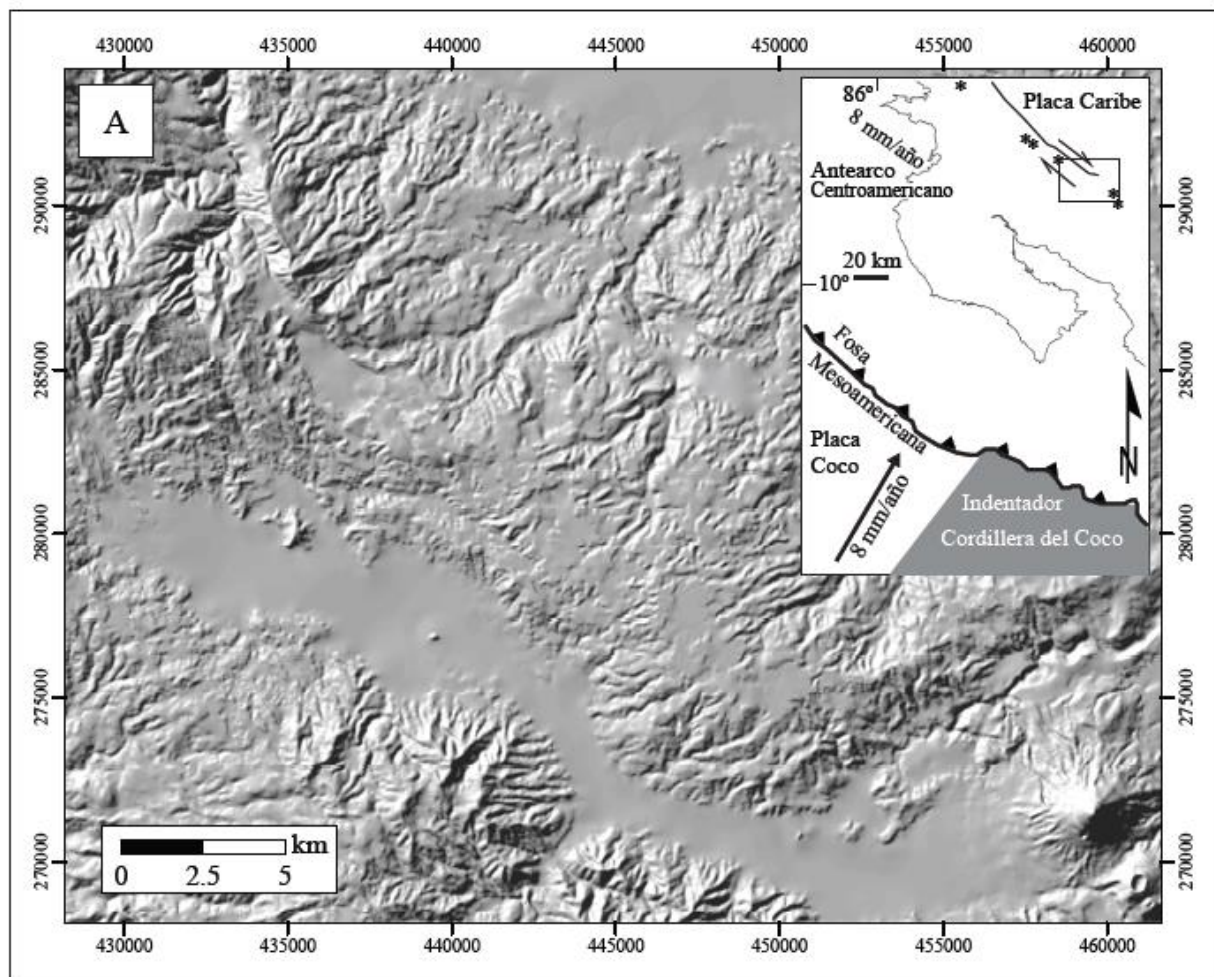


Fig. 3.7: Mapa digital de relieve del graben Arenal, con los volcanes Arenal y Chaco en el extremo inferior derecho. Se presente el marco geotectónico en el cual se presenta el embarca el recuadro (Camacho, 2015).

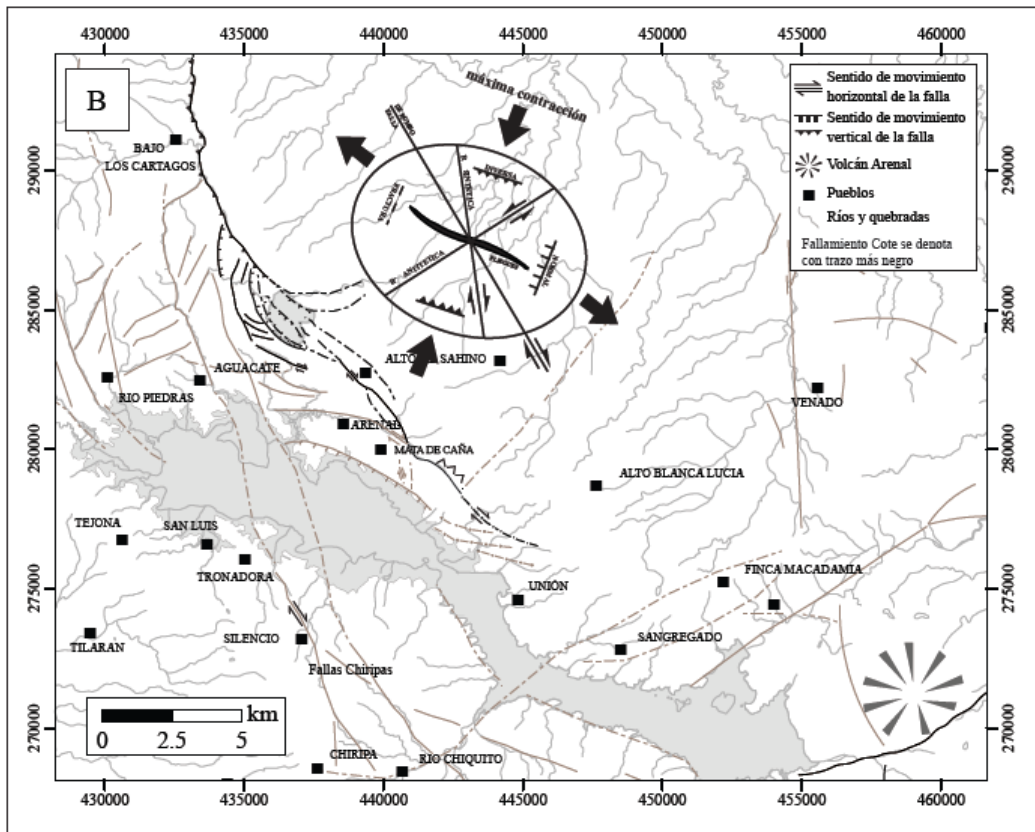
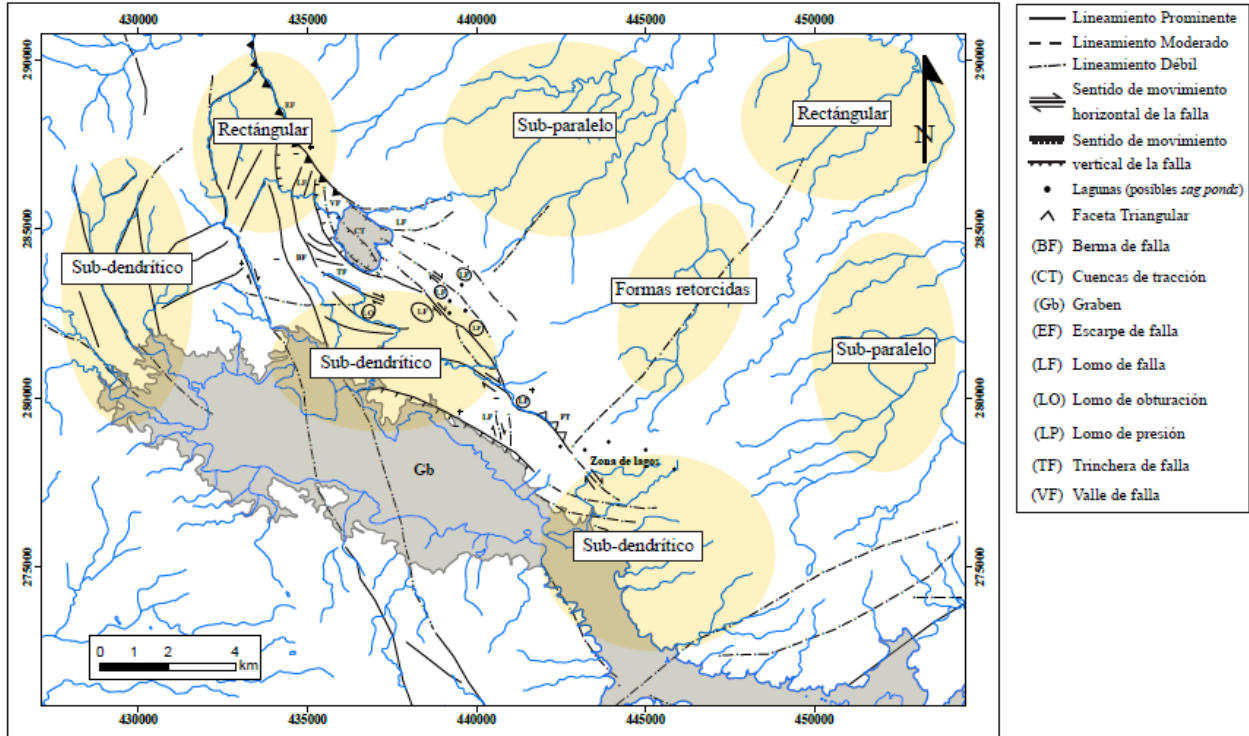


Fig. 3.8: Principales fallas, alineamientos y rasgos geomorfológicos, incluyendo los patrones de drenaje del graben de Arenal y el elipsoide de esfuerzos (Camacho, 2015).

Otra falla importante, es la Chiripa, que posee un trazo prominente con un rumbo entre N y NW y se ubica del lado W y S del embalse Arenal. Localmente, presenta escarpes que miran al este y desplaza geformas recientes. El terremoto del 14 de abril de 1973 (Mw 6.5) ocurrió en esta falla (Fig. 3.9), tal como lo muestran las réplicas de este sismo localizadas por Matumoto y Latham (1976). Los mecanismos focales obtenidos para el evento principal y las réplicas indican que la falla es predominantemente dextral. (Güendel, 1986; Matumoto y Latham, 1976).

Referente a la sismicidad, se utilizó una base de datos desde 1853 hasta el 2014, con lo que se determinó un sismo máximo probable de 6.4 Mw y un tiempo de recurrencia posible entre 60 y 70 años. Si se asume la posibilidad de que la falla Cote sea la responsable del terremoto de magnitud intermedia (6.5 Mw), de 1911, esta falla sería entonces una falla activa. La falla Cote posee una amenaza sísmica importante, ya que en sus alrededores existen núcleos de población importantes, desarrollo turístico y energético. Esta falla junto con otras como la falla Chiripa y la Rio Chiquito, forma parte del graben Arenal, y podrían describir el comportamiento tectónico complejo de la región (Camacho, 2015).

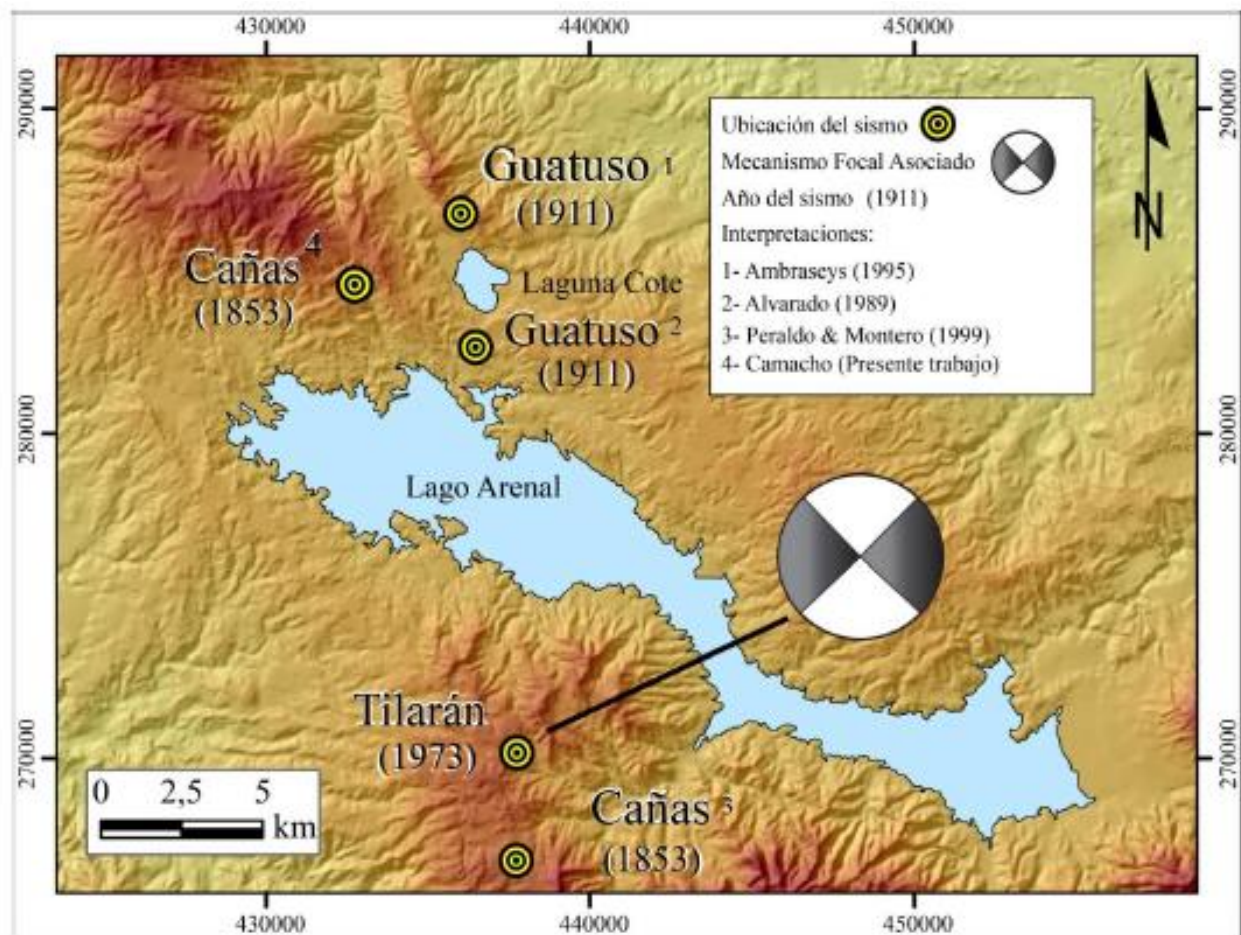


Fig. 3.9: Ubicación epicentral de los terremotos históricos y el mecanismo focal del terremoto de Tilarán (Camacho, 2015).

3.2 MARCO ESTRATIGRÁFICO LOCAL

Si se quiere conocer la cronología de la historia pasada Holocena del Arenal –como la de cualquier otro volcán– hay que tratar de buscar paleosuelos ricos en materia orgánica (humus), enterrados o fosilizados por eventos volcánicos (p. eje., capas de cenizas o de pómez, coladas de lava), con el fin de datarlos por radiocarbono o ^{14}C . Por ello, el ICE llevó a cabo un proyecto con el propósito de realizar una detallada evaluación del peligro volcánico del Arenal, llegaron a evidenciar una historia 4000 años más antigua de lo que se creía; que al menos se remonta 7000 años atrás, caracterizada por cientos de fases explosivas, las mayores de las cuales ocurren aproximadamente cada 800 años, con fases explosivas menores cada 300-400 años y entre ellas, decenas de explosiones menores similares a la de 1968 (Soto y Alvarado, 2006).

También se determinó la edad de las coladas de lava más antiguas del volcán Chato y de los domos Los Perdidos (Gillot et al., 1994; Alvarado y Gans, 2012).

El Arenal está constituido por capas alternas de productos explosivos o tefras (cenizas, lapilli y bombas volcánicas), que serán detallados en el subcapítulo que sigue, coladas de lava en bloques (que se hará una breve mención acá), alternados con depósitos fluviales, todos de edad prehistórica e histórica, relacionados genéticamente con el volcán. A continuación, se presenta un resumen estratigráfico del volcán Arenal. Las principales unidades se pueden resumir en las siguientes unidades (Fig. 3.10 y 3.11), que detallaran en este marco estratigráfico local, incluyendo aspectos petrográficos y petrológicos particulares.

Las coladas de lava del Arenal son andesitas basálticas (con excepción de una colada de lava en sus bases que es una andesita con 63 % de sílice), mientras que los productos explosivos varían desde basaltos hasta dacitas.

Los ciclos lávicos fueron ubicados espacial y cronológicamente con buena aproximación llamados conforme los nombres de Borgia et al. (1988): A1 el más joven y así sucesivamente su numeración incrementa conforme su edad relativa aumenta (Fig. 3.10 y 3.11). Los campos de lava de Borgia et al. (1988) fueron rebautizados por Soto y Alvarado (2006) como: ARL1 (=LA), ARL2 (=A4), ARL3 (=A3), ARL4 (A2) y ARL5 (=A1). El próximo período efusivo correspondería entonces con el ARL6. Los campos de lava se presentan generalmente después a las erupciones explosivas subplinianas o vulcanianas destructivas; poseen las coladas volúmenes estimados de entre 0.5 y 0.7 km³ (Soto y Alvarado, 2006).

Los campos de coladas de lava se pueden dividir en tres grandes grupos basado en su ubicación espacial, edad relativa, petrografía y composición petroquímica (en general las lavas son ricas en alúmina y muy pobres en potasio), pero dentro de ellas se logran distinguir variaciones (Borgia et al., 1988):

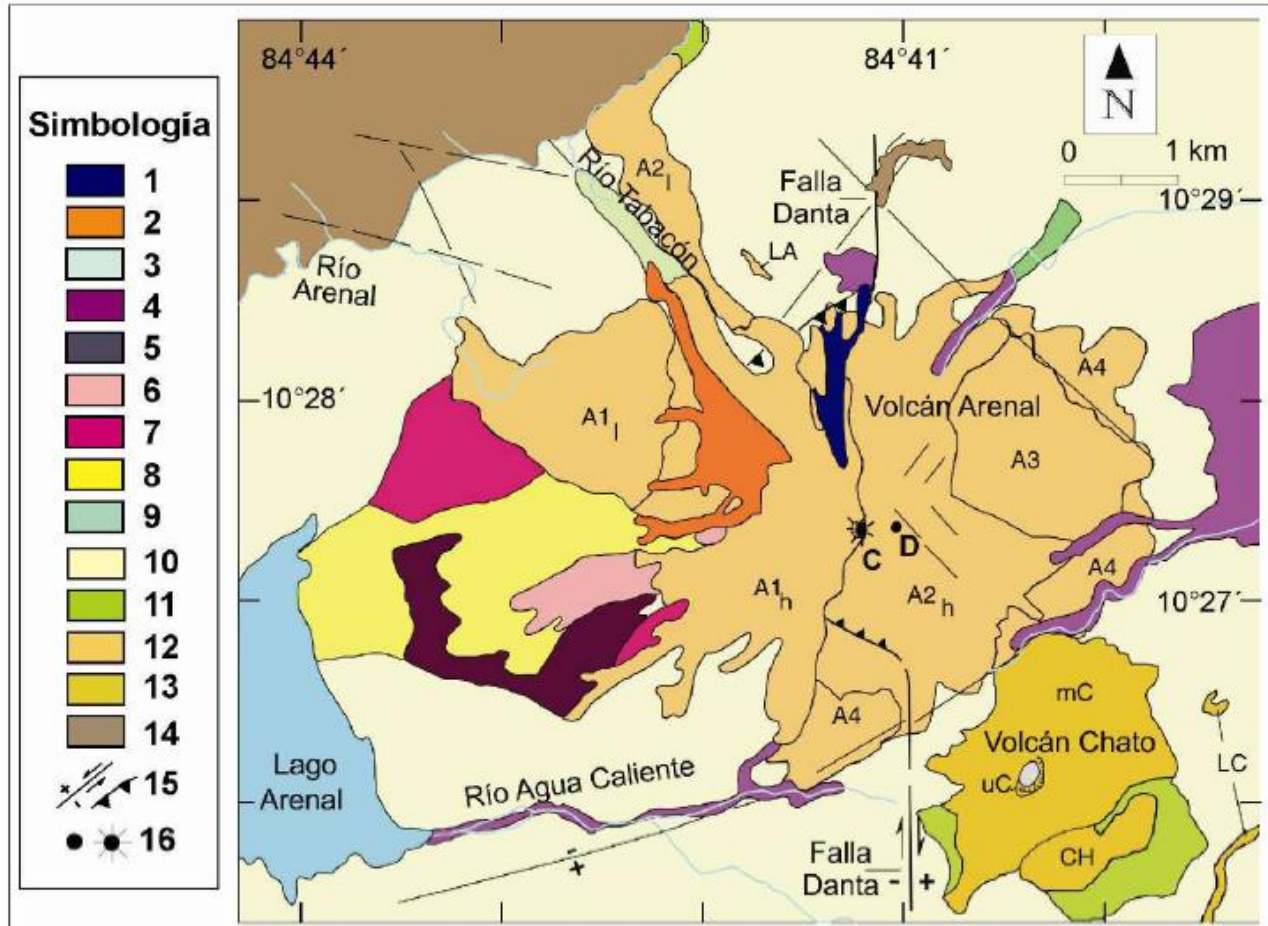
a) Un grupo rico en alúmina, sodio, potasio y bario, pero bajo en magnesio y hierro, con una proporción de matriz o masa de fondo mayor que el resto (~57 %) con agregados redondeados de cristales glomeroporfiríticos (> 1 mm de diámetro) de plagioclasa que crea una textura granular. Acá se ubican las lavas ARL 4 (A2) y ARL2 (A4).

b) Un grupo relativamente bajo en alúmina, sodio, potasio y bario, más pobre en matriz (~50 %), con megacrystalos de plagioclasas y piroxenos con textura glomeroporfirítica redondeada y comúnmente con inclusiones de gabros con textura subofítica. Acá se ubican las lavas ARL5 (=A1), ARL3 (= A3) y ARL1 (=LA).

c) Un grupo intermedio en alúmina y con texturas igualmente intermedias entre los grupos donde se ubiquen, que suele presentarse en los estadios iniciales de cada fase efusiva, pero con contenido de sílice algo más bajo (54 %). Por ejemplo, el campo de lavas inferior de A2 (la llamada colada Tabacón) y A1 (las coladas de lava que salieron entre 1968 y 1974).

Los ciclos lávicos más antiguos que 1300 años no han sido detallados en su edad, debido a que no están suficientemente expuestos, ni se han podido establecer correlaciones estratigráficas valederas. Corresponden con aquellos que Borgia et al. (1988) llamaron A4 y LA (*Lower Arenal*), es decir ARL2 y ARL1, que con seguridad corresponden con varios campos de coladas de lava. Soto y Alvarado (2006) estimaron una edad superior a los 1250 años a. C. Para ARL 2 (= A4) se estimó una edad entre 350 y 1250 años a. C., mientras que ARL3 (= A3) se estima que fluyó entre el 700-650 a. C. El campo de lavas muy visible de ARL4 (= A2), Borgia et al. (1988) estiman que erupcionó entre el 1700 y el 1800 A. D. (d. C.), pero para Soto y Alvarado (2006), en su revisión, consideran que tan solo se puede decir que erupcionaron después del año 1400 A. D. Finalmente, el último ciclo efusivo hasta la fecha fue el histórico que se dio entre 1968 hasta el 2010, es decir AR5 (= A1).

Como lo demostró Borgia et al. (1988), las coladas más recientes suelen erupcionar en un cráter inferior, cuyas coladas de lava son extensas (elongadas) y más espesas; mientras que después de unos años, la actividad migra a un cráter cuspidal, donde las coladas de lava suelen ser más cortas y delgadas. Justamente, este es el modelo que se maneja para evaluar posteriormente la peligrosidad volcánica. Sin embargo, una colada de lava petrográficamente muy similar a las del Arenal en su textura, aflora unas cuantas centenas de metros aguas debajo de la represa de Sangregado (margen derecha del río Arenal); de demostrarse que se asocia geoquímicamente con las coladas del Arenal, correspondería una de las coladas más extensas del volcán (unos 5.8 km desde la cima; aunque no haya salido de allí). La colada Tabacón, una de las más extensas prehistóricas claramente asociada con el volcán, se extendió unos 4.5 km desde la cima del cráter D, aunque se presume que salió de la base del volcán. Todos estos aspectos serán retomados en el capítulo sobre peligro volcánico correspondiendo a coladas de lava.



1: Flujos piroclásticos 2000-2003; 2: flujo piroclástico 1993; 3: flujo piroclástico 1975; 4: lahares y epiclastos gruesos; 5: abanicos de retrabajo de tefras de 1968; 6: flujos de bloques y cenizas de 1968; 7: áreas con morfología ondulada por bombardeo de 1968; 8: tefras de 1968; 9: flujo piroclástico 1020 E.C.; 10: piroclastos y epiclastos distales; 11: depósitos de talud; 12: lavas del Arenal; 13: lavas del Chato; 14: volcanitas plio-pleistocenas; 15: fallas y su movimiento; 16: cráteres.

Fig. 3.10: Mapa geológico tomado de Soto y Sjöbhm (2005) basado en Borgia et al. (1988), Alvarado (2003) y Alvarado et al. (2006), que se utilizó para la confección del mapa de peligros volcánicos del Arenal.

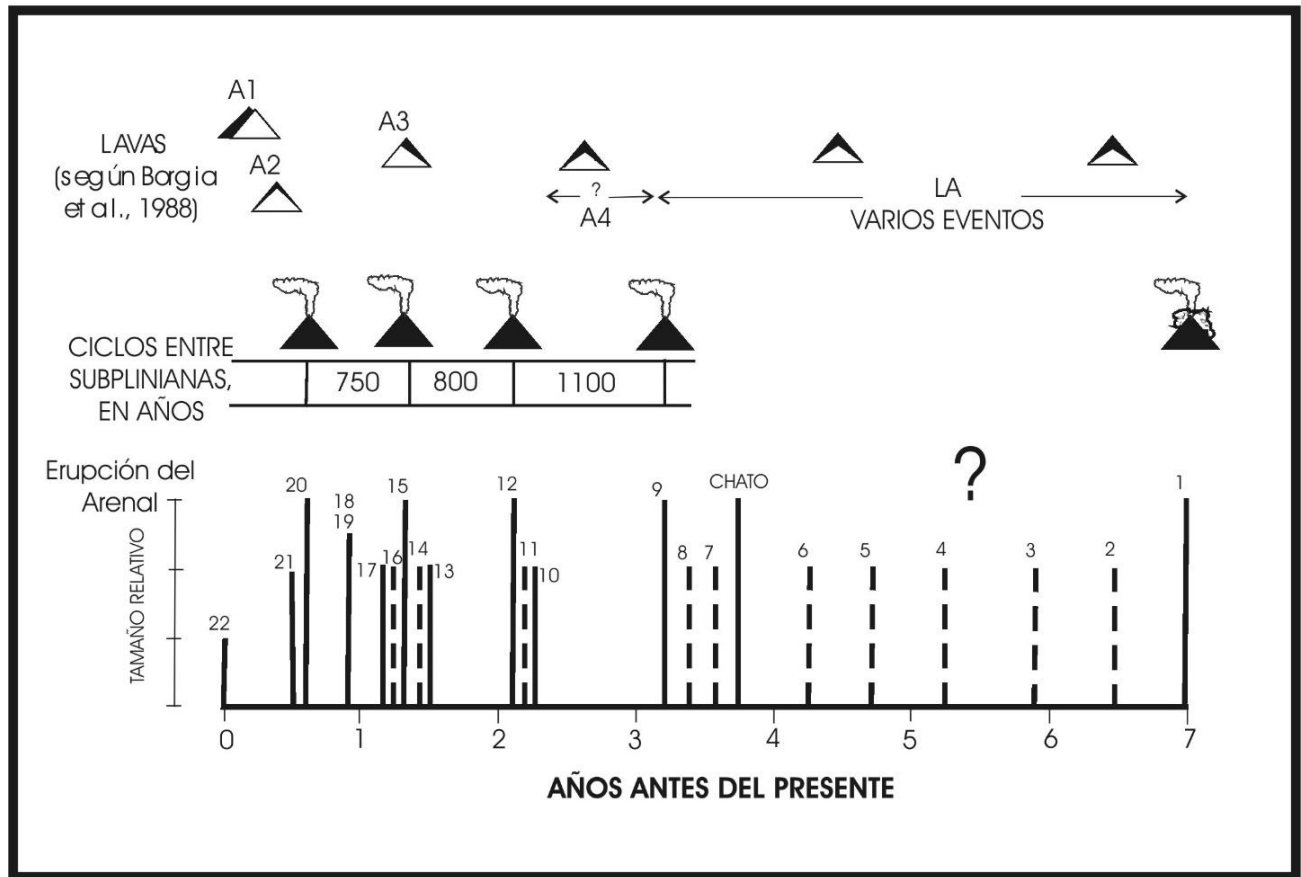


Fig. 3.11: Secuencia efusiva (campos de coladas de lava) y de las tefras (secuencias explosivas) más importantes a lo largo de la historia del Arenal (Ghigliotti et al., 1992, 1993; Soto et al., 1998; Soto y Alvarado, 2006). Esta secuencia fue justamente la que se utilizó para la confección del mapa y evaluación de los peligros volcánicos del Arenal.

3.2.1 Aspectos petrográficos y petrológicos

En términos general, las coladas de lavas del Arenal son andesitas basálticas (SiO_2 53.82-55.42 wt%) con excepción del ARL1 (originalmente llamada LA) que es una andesita (SiO_2 63 wt%) pobres en potasio y muy ricas en alúmina, muy porfiríticas, mientras que las rocas piroclásticas son basaltos pobres en magnesio hasta andesitas y algunas dacitas (SiO_2 49.4-63.64 wt%). Las rocas del Arenal poseen ciertas similitudes con las toleítas de arcos de islas en lo que respecta a su enriquecimiento en hierro, bajo contenido en potasio y presencia casual de pigeonita (un tipo de piroxeno) en la matriz, aunque su tendencia general es calcoalcalina. En general, poseen características geoquímicas que las diferencian de los volcanes de la cordillera Central y de la cordillera de Guanacaste, aunque comparten aspectos más similares a esta última cordillera, y ciertas similitudes con el volcán Poás (Malavassi, 1979, 1991; Kussmaul et al., 1982; Alvarado, 1984; Tournon, 1984; Borgia et al., 1988; Alvarado y Soto, 1997; Bolge et al., 2006; y referencias allí citadas).

Petrográficamente, las lavas suelen tener gran cantidad de fenocristales (36.8-60.0 %; rango de variación de un 23.2 %; Fig. 3.12), mientras que los piroclastos poseen un rango de variación mucho más amplio (5.8-42.3 %; rango 36.5 %), es decir varían desde poco a muy porfiríticos (Bolge et al., 2006). Los fenocristales son de plagioclasas del tipo labradorita hasta anortita (An_{55-94}), augita ($\text{Wo}_{37-40}\text{En}_{43-44}\text{Fs}_{8-17}$) pobre y rica en Cr, ortopiroxeno en su mayoría del tipo broncita (En_{71-76}), algunos con zonación normal a inversa, muy poco olivino del tipo hortonolita hasta fosterita (Fo_{59-92} y el predominante hialosiderita Fo_{71-78}), muchas veces con corona de ortopiroxeno o iddingsitizados (0- < 5 %), hornblenda casual (tipo hastingsita magnésica) con bordes opacitados (0-0.2 %) en las primeras fases hasta 1970 y minerales opacos (0.5-1 %: magnetita titanífera, magnetita y espinela), apatitos, todos dentro de una matriz (40.0-94.2 %) intersertal, intergranular, pilotaxítica a hialopilitica, rica en microlitos de las mismas fases de los fenocristales, tales como plagioclasa del tipo andesina hasta anortita (An_{48-94}), piroxenos ($\text{Wo}_{27-37}\text{En}_{49-52}\text{Fs}_{13-26}$, incluyendo pigeonita casual), minerales opacos, vidrio andesítico hasta riolítico (SiO_2 58.5-73.6 wt. %) y cristobalita (Melson y Sáenz, 1968; Alvarado, 1984; Tournon, 1984; Reagan et al., 1987; Streck et al., 2005; Szramek et al., 2006; Parat et al., 2014). Las inclusiones dentro de los minerales suelen ser ricas en agua hasta > 5 wt % (Streck et al., 2005; Streck y Wacaster, 2006; Parat et al., 2014).

Las rocas intrusivas y cumulos de cristales reportados poseen olivino (Fo_{71-81}), plagioclasas del tipo labradorita hasta anortita (An_{60-96}), ortopiroxenos en su mayoría del tipo broncita (En_{69-72}), anfíbol del tipo pargasita, clinopiroxenos (augita y salitas), mica muy pleocroica, cuarzo casual intersticial y minerales opacos (espinelas, magnetitas, titanomagnetitas, hercinita) principalmente (Tournon, 1984; Cigolini y Kudo, 1987; Beard y Borgia, 1989). Algunas otras rocas extrañas son las granulitas máficas y posibles esquistos (Sachs y Alvarado, 1996).



Fig. 3.12: Arriba, ejemplos típicos de lavas andesítico-basáltica porfiríticas con textura granular del Arenal. Un bloque (extremo izquierdo) de lava con un megacrystal de anfíbol, una bomba basáltica (extremo inferior derecho) de la unidad AR-19 (antigua ET3), o una bomba de la erupción de 1968 (extremo superior derecho), rodeando a un fragmento de lava de la unidad de lavas ARL3. Abajo, un gran bloque de un intrusivo cumulado, eyectado por las erupciones del Arenal.

El origen de las rocas fundidas del Arenal (magmas en profundidad y lavas en superficie) es un aspecto que ha motivado a los estudiosos de esta rama de la geología/geoquímica llamada petrología (estudio del origen de las rocas) y todavía no hay un consenso en todos sus aspectos pese a que, con toda seguridad, es uno de los volcanes del Cinturón de Fuego Circumpacífico mejor estudiados a nivel mundial. De dichos estudios se puede resumir lo siguiente, de interés general:

a. De 7000 a 3000 años atrás el volcán producía rocas andesítico-basálticas, pero alrededor de los 3000 años comenzó a producir explosiones con pómez andesíticas hasta dacíticas, así como violentas explosiones basálticas, mientras que las coladas fueron andesítico basálticas (Bolge et al., 2006; Soto y Alvarado, 2006a). Sus productos explosivos y efusivos tienen características de tendencias petrológicas tanto toleíticas como calcoalcalinas (Alvarado y Soto, 1997).

b. Las rocas andesíticas erupcionadas en 1968, durante la fase explosiva inicial, sugieren que los minerales más densos (piroxenos y los óxidos de hierro y titanio), previamente a la erupción, estaban cayendo dentro de la cámara magmática a modo de una tenue lluvia de cristales, mientras que la plagioclasa, relativamente más liviana, caía más lenta (Alvarado et al., 2006c).

c. La cristalinidad de las lavas incrementó desde un 25 % en 1968 hasta un 55 % a partir de 1970; el mineral verde oscuro, denominado hornblenda, tan solo estuvo presente de 1968 hasta comienzos de 1970 (Reagan et al., 1987). La producción de lavas fue profusa (cerca de 0.6 km³) desde 1968 al 2010, se trata de un caso excepcional para un volcán relacionado con la subducción.

d. Las lavas erupcionadas entre 1968 y comienzos de 1971 están relacionadas con una cámara magmática estratificada existente previa a 1968, cuya cristalización se dio a una profundidad de unos 12 km. Desde aproximadamente mediados de 1971, las lavas fueron relativamente más evolucionadas en el tiempo, producto de una continua recarga desde regiones más profundas (Ryder et al., 2006).

f. Las coladas de lava andesítico basálticas, aunque son en apariencia muy similares, su historia en detalle individual es sumamente compleja, dado que contienen grandes cristales que, al ser analizados individualmente, reflejan varias historias sobrepuestas: fenocristales o cristales relacionados en equilibrio termodinámico y geoquímico con el magma; xenocristales o cristales no relacionados, así como antecristales o cristales cognatos relacionados al magma, pero a una etapa previa (Streck et al., 2006), además de inclusiones muy pequeñas de lavas dacíticas (Streck y Wacaster, 2006).

g. Tanto las coladas de lava como los productos explosivos contienen rocas intrusivas (incluyendo cumulos de cristales) que arrastraron durante su salida desde las profundidades telúricas, tales como gabros (algunos gabros con anfíbol y olivino y gabros noritas), troctolitas, anortositas; menos abundantes se tienen piroxenitas (clinopiroxenitas con olivino), tonalitas, noritas, wehrlitas y raras granulitas máficas (Cigolini y Kudo, 1987; Beard y Borgia, 1989; Sachs y Alvarado, 1996; Streck et al., 2006). Esta gran variedad de rocas ígneas intrusivas es única y característica para este volcán en Costa Rica, tan solo entrando en competencia con la abundancia y variedad de rocas intrusivas ultrabásicas presentes en el cono Mercedes, cerca de la frontera con Nicaragua (Lindsay, 2009).

h. Incluso se llegaron a encontrar microfósiles (nanoplanton calcáreo), preservados en las cenizas de erupciones prehistóricas (Chiesa, 1998). Con probabilidad estos microfósiles fueron arrancados

y proceden de rocas calcáreas similares a las que existen en las cavernas de Venado, pero que se deben de encontrar en profundidad bajo el volcán (Fig. 3.13).

i. En términos generales, el magma inició su ascenso a una profundidad de unos 110 km, sobre el contacto de la placa del Coco subducida bajo la del Caribe (Lücke y Arroyo, 2015). Se estacionó temporalmente en la parte media a superior de la corteza continental a unos 12-16.5 km de profundidad (Sachs y Alvarado, 1996; Ryder et al., 2006), pero a unos 6 km, la composición de los magmas eruptados (basaltos hasta dacitas, pobres a ricos en alúmina) varió en función de la cantidad de agua involucrada (por lo general entre un 3 % y un 5 %, respectivamente) y de su temperatura (Parat et al., 2014). Finalmente, una parte de dicho magma salió a la superficie bajo la forma de lava, ya sea coladas de lava o como rocas piroclásticas.

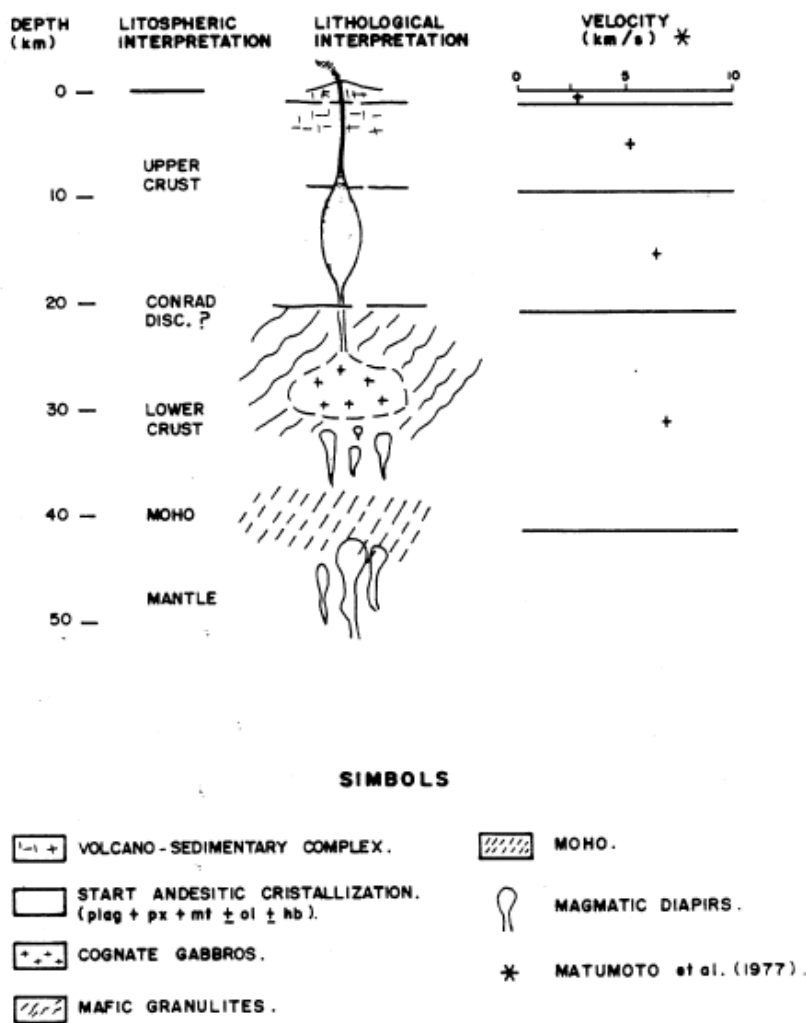


Fig.3.13: Modelo cortical propuesto para el Arenal con el tipo de rocas asociadas encontradas como xenolitos y cumulos, así como las velocidades sísmicas estimadas. Allí se muestra la posible procedencia de las granulitas máficas, los cognatos gabróticos y la procedencia del nanoplanton calcáreo (Sachs y Alvarado, 1996).

3.2.2 Tefroestratigrafía

Las relaciones entre los estratos analizados son principalmente de tres tipos: a) *conformidad*, cuando no existió erosión ni hiato significativo, es decir, existe concordancia y continuidad; b) *discordancia erosiva local* o *disconformidad*, donde existe una superficie irregular de carácter erosivo y c) *discordancia progresiva*, cuando las discordancias se van presentando de modo paulatino en el tiempo y espacio, principalmente en la parte proximal.

Los suelos recientes (superficiales) pueden variar entre < 10 cm hasta > 2 m de espesor en función del flanco del volcán y su distancia. Su desarrollo edafológico puede variar desde tefras muy sanas o con cierto grado de meteorización, donde se reconoce aún su origen (cenizas y lapilli meteorizados), hasta suelos cafés con un mejor desarrollo edáfico, o bien, suelos oscuros ricos en materia orgánica. Justo en algunos de los paleosuelos fue de donde se recolectaron muestras para dataciones de radiocarbono, algunos de ellos con rico contenido orgánico (incluso trozos de materia carbonizada), mientras que otros sin contenido evidente de materia orgánica, resultaron estériles para una edad, mientras que otros sí dieron resultados convincentes.

Para conocer la historia geológica del Arenal se debió estudiar las rocas aflorantes en los cortes naturales (cascadas, barrancos) y artificiales (cortes de carreteras, tajos), además de tratar de buscar paleosuelos ricos en materia orgánica (humus), enterrados o fosilizados por eventos volcánicos (por ejemplo capas de cenizas o de pómez) o plantas carbonizadas por coladas de lava o corrientes de densidad piroclástica con temperaturas superiores a los 400 °C, con el fin de datarlos por radiocarbono (¹⁴C). También, se pueden encontrar restos arqueológicos, que nos pueden indicar un rango temporal de ocupación y de los eventos eruptivos que sepultaron dichos restos.

Por ello, durante los años de 1990-1992 se llevó a cabo un proyecto conjunto entre el entonces Departamento de Geología del ICE, a través de su Oficina de Sismología y Vulcanología y la compañía *Geotérmica Italiana srl*, con el propósito de realizar una detallada evaluación del peligro volcánico del Arenal.

Los primeros estudios sobre la estratigrafía del Arenal habían descrito 9 capas explosivas (tefras: cenizas hasta bombas y bloques) depositadas en los últimos 3000 años (Melson, 1982), basado principalmente en el sitio El Tajo (Melson, 1982, 1984), hoy cubierto bajo agua (Fig. 3.14). La abreviación ET para los niveles explosivos del Arenal (p. ej., ET-1 A ET-9) proviene de El Tajo (J. Barquero, com. verbal, 2022).

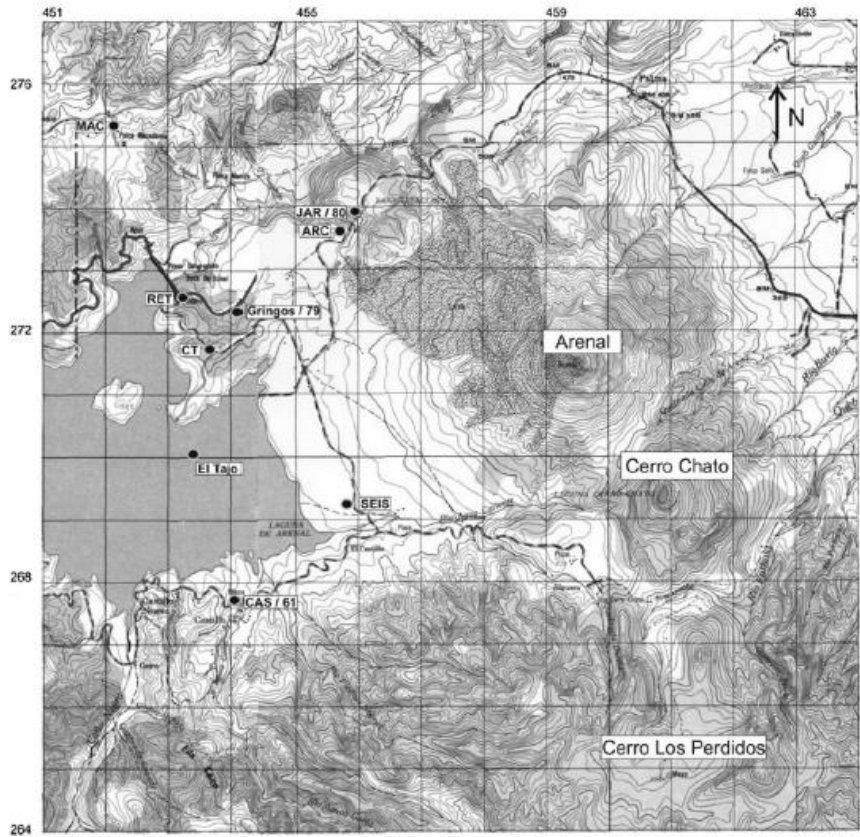
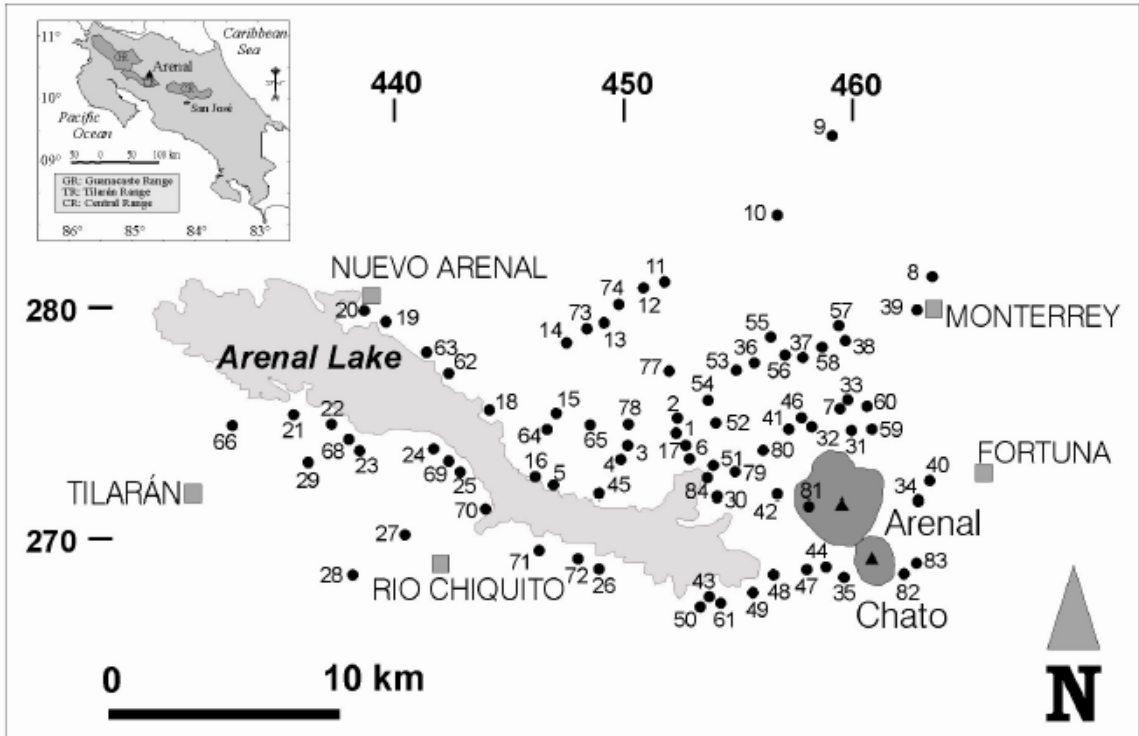


Fig. 3.14: Ubicación de las secciones estratigráficas de las capas explosivas descritas y muestreadas (arriba según Soto y Alvarado, 2006 y abajo según Bolge et al., 2006), incluyendo la localidad El Tajo (Melson, 1982), hoy bajo el embalse de Arenal.



Fig. 3.15: Depósitos de cenizas de caída (tefras) distales (cerca del cerro Chiripa, a 22 km del Arenal hacia el occidente) separados por paleosuelos y sobre el suelo antiguo rojizo regional. Con base en esta secuencia de 9 capas principales, fue que se basó la estratigrafía original del Arenal (Melson, 1982; 1984), que después se modificó substancialmente.

Esta definición de estratigrafía de 9 capas principales se mantuvo por una década, dado que en los cortes distales parecía tener consistencia (Fig. 3.15). Sin embargo, la estratigrafía global del Arenal fue posteriormente estudiada y detallada por Borgia et al. (1988), Ghigliotti et al. (1992, 1993), Soto et al. (1998) y Soto y Alvarado (2006). Estos estudios evidenciaron que la historia eruptiva era más extensa y compleja. Los citados autores hicieron uso de 84 cortes estratigráficos para determinar la secuencia por correlación (Fig. 3.14), de lo cual se obtiene la secuencia de las tefras y ciclos lávicos más importantes a lo largo de la historia del Arenal (Cuadro 3.1 y 3.2, Fig. 3.16). Con base en los estudios anteriores de la tefroestratigrafía del Arenal se realizó una revisión y actualización de la historia volcánica, tipos de erupciones, dinámica eruptiva y de la distribución de las tefras de las erupciones más importantes del Arenal.

Los depósitos de las erupciones se denominaban desde ET-1 a ET-16 (de más joven a más viejo) y otra llamada SFB (Secuencia Freatomagmática Basal), según la nomenclatura usada durante dos décadas para el Arenal, aunque Soto y Alvarado (2006) proponen readecuarla de AR-1 a AR-22 (de más viejo a más joven, acorde con un orden estratigráfico, donde AR-22 es la de 1968; ver Fig. 3.16). Se recalibraron las edades de radiocarbono obtenidas previamente en tefras del Arenal y Chato, según se muestra en la Cuadro 3.1 (presente trabajo) y 3.2 (basado en las calibraciones previas de Soto y Alvarado, 2006). En general, bajo el nivel guía AR-20 (ET-2) se ha modificado completamente la estratigrafía clásica de Melson (1982) basada en el corte de El Tajo. Algunos cortes claves, permiten identificar por lo menos otras seis erupciones mayores, en contraposición con lo expuesto por Melson, con solo dos o tres.

Dado que las tefras del Arenal sobreyacen a tobas regionales que tienen una edad $\geq 20\ 000$ años, entonces esta sería la edad máxima posible del Arenal. Aunque los inicios del nacimiento del Arenal son casi imposibles de fechar con exactitud, los resultados de tales investigaciones científicas evidenciaron una historia 4000 años más antigua de lo que se creía, donde al menos la formación del cono se remonta a 7000 años atrás (Soto y Alvarado, 2006).

Desgraciadamente, solo se cuenta con una fecha de radiocarbono para la secuencia explosiva basal del Arenal y, además, solo se tienen edades para los últimos 3000 años, sin contar con ningún detalle cronológico entre 3000 y 7000 años atrás, debido a limitaciones económicas para realizar edades de ^{14}C .

Las erupciones diferentes erupciones iniciales del Arenal, su correlación y distribución sirvieron de base para establecer su periodicidad y peligrosidad (Fig. 3.16, 3.17 y 3.18).

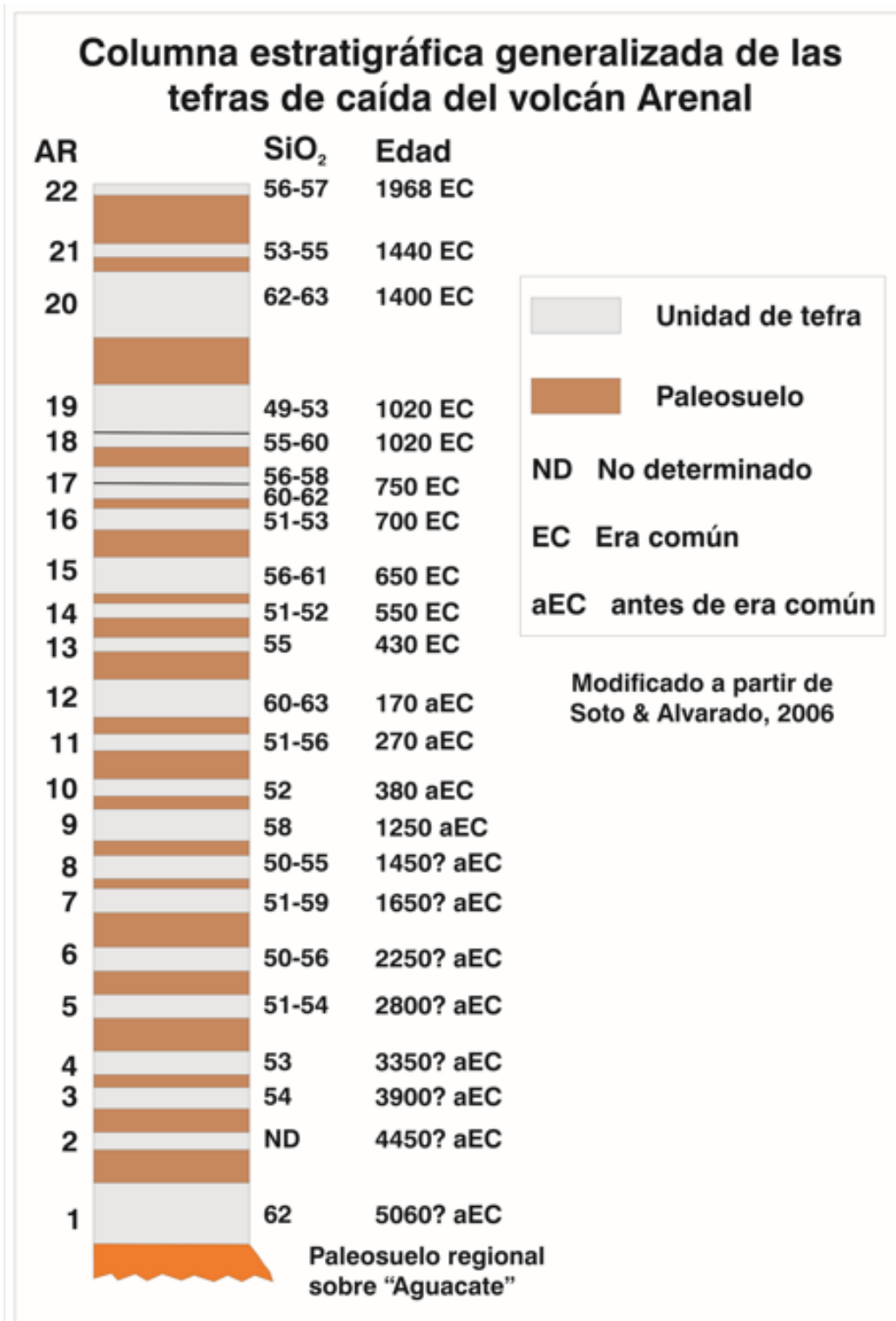


Fig. 3.16: Estratigrafía simplificada del Arenal (modificada en Soto y Alvarado, 2006).

Cuadro 3.1: Edades radiométricas obtenidas con ^{14}C de tefras del Arenal y Chato, calibradas (cal.) con base en las recientes curvas de Reimer et al. (2020).

Nivel	Edad convencional ^{14}C (a.P.)	Referencia	Edad cal.	Edad redondeada Escogida
UN-10 [AR-21] Paleosuelo	490 ± 80	Soto et al., 2000	1391-1483 AD	1450 AD
UN-10 [AR-21] Tronco carbonizado	425 ± 20	Melson y Sáenz, 1973	1441-1470 AD	
ET-2 [AR-20] Paleosuelo	570 ± 30	Sheets, 1984	1325-1354 AD	1340 AD
ET-3 [AR-19] Tronco carbonizado	750 ± 500	Borgia et al., 1988		
ET-3 [AR-19] Tronco carbonizado	870 ± 50	Borgia et al., 1988	1154-1228 AD	1100 AD
ET-3 [AR-19] Tronco carbonizado	1076 ± 94	Viramonte, com. escrita, en Soto et al., 1998	874-1042 AD	
ET-7 [AR-15] Paleosuelo	1400 ± 110	Ghigliotti et al., 1992	549-707 AD	650 AD
ET-8B [AR-13] Tronco carbonizado fogón	1620 ± 110	Ghigliotti et al., 1992	349-564 AD	460 AD
ET-9N [AR-12] Paleosuelo negro	2140 ± 80	Ghigliotti et al., 1992	50-207 AC	130 AC
ET-9B [AR-10] Paleosuelo	2280 ± 90	Ghigliotti et al., 1992	193-413 AC	300 AC
ET-9 [AR-9] Paleosuelos negros	2650 ± 115	Borgia et al., 1988		
	2895 ± 145	Borgia et al., 1988	907-1264 AC	1000 AC
	3025 ± 150	Borgia et al., 1988	1102-1424 AC	
	3320 ± 215	Alvarado, 1989	1384-1895 AC	
Chato	3460 ± 70	Borgia et al., 1988	1727-1882 AC	1820 AC
	3500 ± 50	Borgia et al., 1988	1763-1885 AC	
	3510 ± 120	Borgia et al., 1988	1685-1978 AC	
	3675 ± 50	Melson et al., 1986		
Infra ET-9	4030 ± 150	ICE, 1977	2435-2705 AC	2570 AC
SFB [AR-1] Tronco carbonizado	6150 ± 120	Soto et al., 1998	4939-5217 AC	5080 AC

Cuadro 3.2: Resumen de los principales eventos explosivos de caída en el Arenal (Soto y Alvarado, 2006).

Layer	Date B.P.	Repose period ^(c) (years)	% SiO ₂	Volume (km ³)	VEI ^(g)	Eruption type
AR-22 [ET-1]	-18	530	56-57 ^(d)	0.003 ^(e)	3 ^(d)	Vulcanian
AR-21 [UN-10]	510	40	53-55	?	?	Vulcanian?
AR-20 [ET-2]	550	380	62-63	0.44	4+	Plinian
AR-19 [ET-3]	930	0	49-53	0.90	4	Violent strombolian
AR-18 [ET-4]	930	270 ^(a)	55-60	0.27	4	Subplinian
Upper AR-17 [ET-5]	1200 ^(a)	0	56-58	0.045	3+	Subplinian
Lower AR-17 [ET-5]	1200 ^(a)	50 ^(a)	60-62	0.12	4-	Subplinian
AR-16 [ET-6]	1250 ^(a)	50 ^(a)	51-53	0.19	4-	Violent strombolian
AR-15 [ET-7]	1300	100 ^(a)	56-61	0.38	4	Plinian
AR-14 [ET-8M]	1400 ^(a)	120	51-52	0.15 ^(f)	4-	Violent strombolian
AR-13 [ET-8B]	1520	600	55	0.20 ^(f)	4-	Subplinian
AR-12 [ET-9N]	2120	100 ^(a)	60-63	0.35 ^(f)	4	Plinian
AR-11 [ET-9A]	2220 ^(a)	110 ^(a)	51-56	0.15 ^(f)	4-	Subplinian
AR-10 [ET-9B]	2330	870	52	0.15 ^(f)	4-	Violent strombolian
AR-9 [ET-9]	3200	200 ^(a)	58	>0.13	4	Plinian
AR-8 [ET-10]	~3400 ^(a)	200 ^(a)	50-55	0.15 ^(f)	4-	Subplinian
AR-7 [ET-11]	~3600 ^(a)	600 ^(b)	51-59	0.15 ^(f)	4-	Subplinian
AR-6 [ET-12]	4200 ^(b)	550 ^(b)	50-56	0.20 ^(f)	4-	Subplinian
AR-5 [ET-13]	4750 ^(b)	550 ^(b)	51-54	0.15 ^(f)	4-	Violent strombolian
AR-4 [ET-14]	5300 ^(b)	550 ^(b)	53	0.20 ^(f)	4-	Violent strombolian
AR-3 [ET-15]	5850 ^(b)	550 ^(b)	54	0.15 ^(f)	4-	Violent strombolian
AR-2 [ET-16]	6400 ^(b)	610 ^(b)	-	?	?	?
AR-1	7010	-	62	?	4?	Plinian?

a: Un signo de pregunta indica una interpolación aproximada entre edades cercanas de otras erupciones.

b: Dos signos de pregunta indica una aproximación más grosera.

c: Lapsos entre erupciones mayores, aunque otras menores pudieron ocurrir.

d: Basado en Alvarado et al. (2006).

e: Sáenz (1977)

f: Volumen estimado basado en erupciones similares y comparando isopacas.

g: VEI según explicación en el texto.

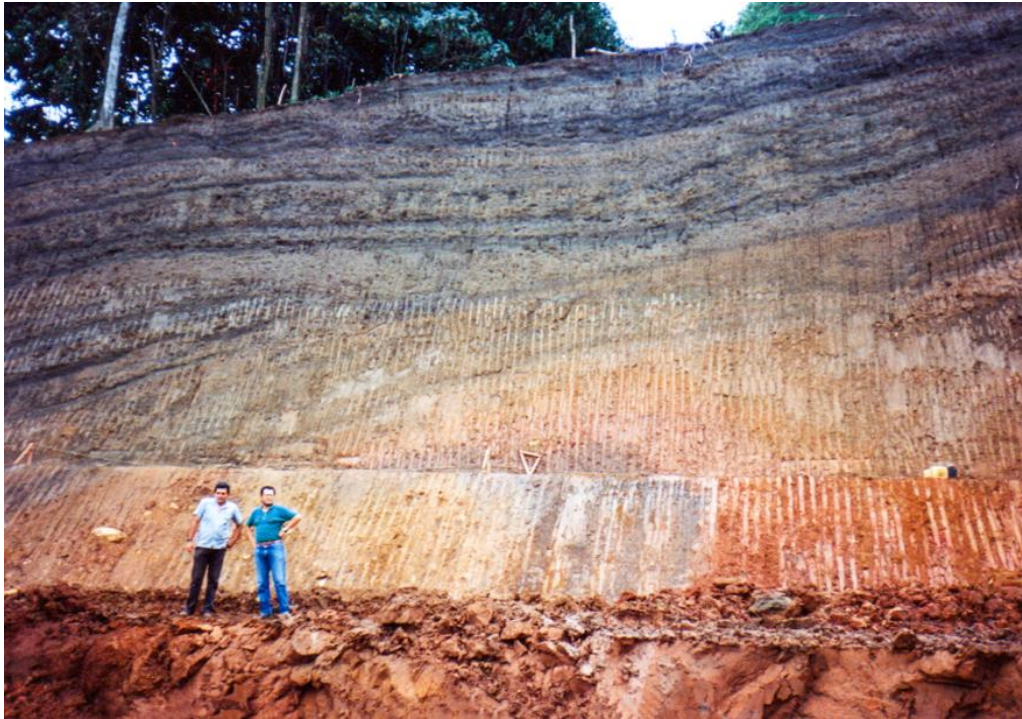


Fig. 3.17: Corte estratigráfico (sección 84) ubicado cerca de la presa Sangregado (unos 6 km al W del Arenal), por el camino antiguo a la presa. Se observa el suelo rojizo regional pre-Arenal, sobreyacido por una secuencia bastante completa capas de caída (ver Fig. 3.18).

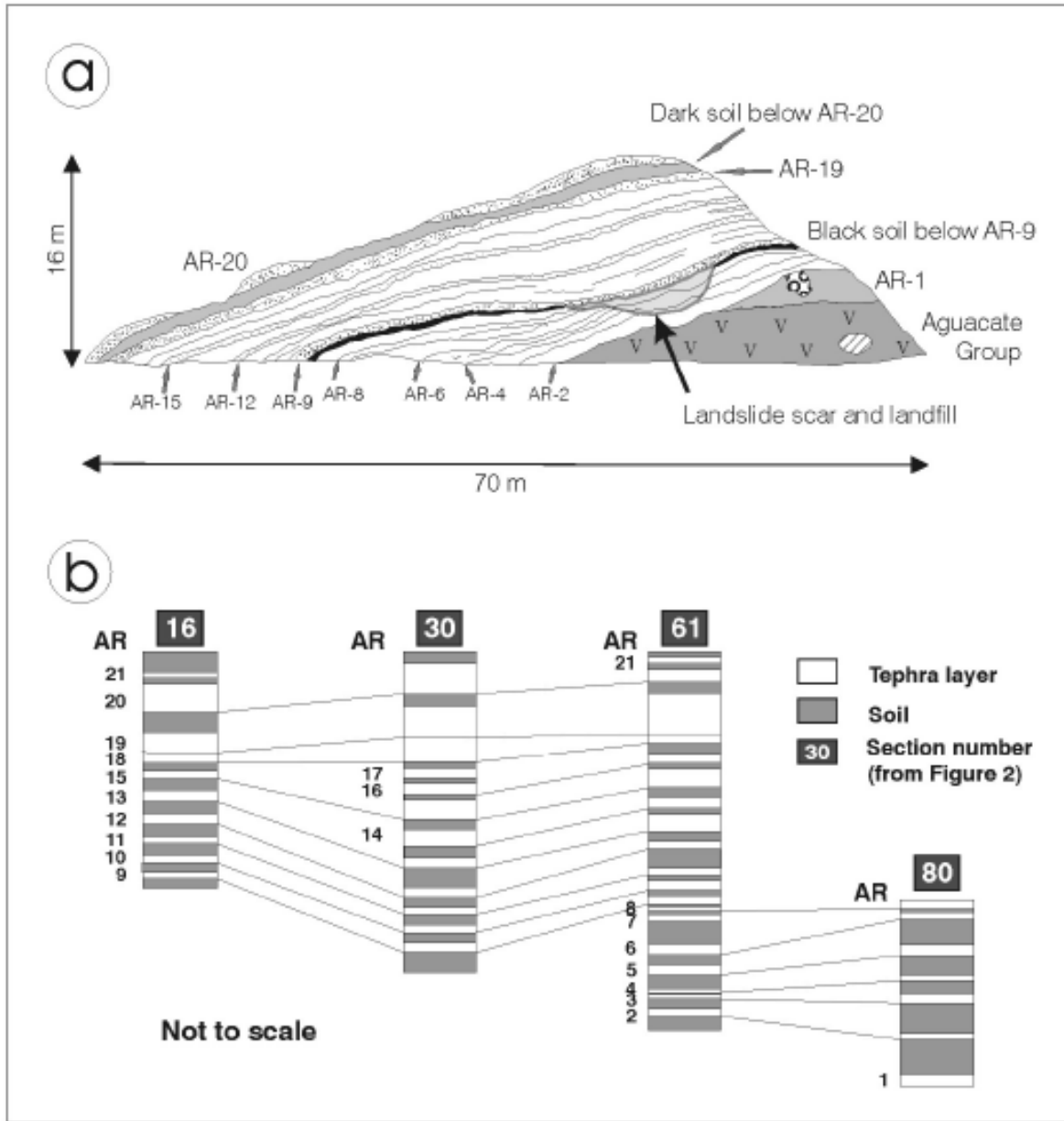


Fig. 3.18: a) Ejemplo del levantamiento de un corte estratigráfico (sección 84, ver Fig. 3.14 y 3.17) ubicado cerca de la presa Sangregado (unos 6 km al W del Arenal), por el camino antiguo a la presa. b) ejemplo de la correlación estratigráfica de varias secciones explosivas (Soto y Alvarado, 2006).

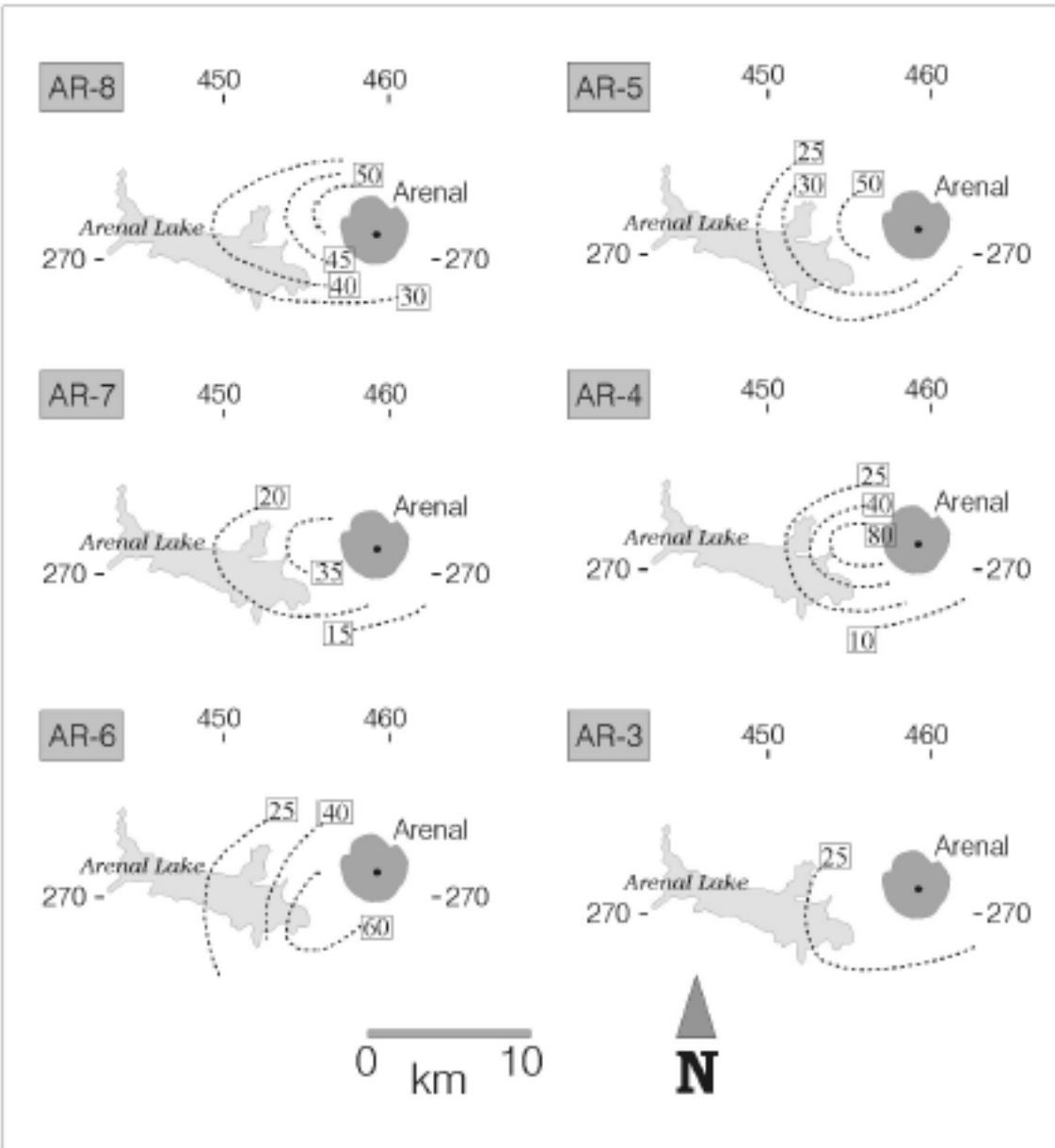


Fig. 3.19: Mapas de isopacas (en cm) para las capas de tefras más antiguas del Arenal (AR-3 a AR-8).

3.2.2.1 Niveles guía

A continuación, se describirán las principales capas de caída más fácilmente reconocibles en el campo:

AR-9 (ET-9): El nivel de caída de ET-9 (o “clásico”, porque corresponde con el descrito por Melson, 1982), renombrado como AR-9 (Soto y Alvarado, 2006), sobreyace a un paleosuelo orgánico negro que contiene pumitas o escorias amarillas dispersas. Sobre el paleosuelo se reconoce un típico nivel de ceniza gris-rosada muy dura, de espesor centimétrico a decimétrico, cubierto por un depósito de caída masivo de lapilli de pómez de color gris y amarilla en igual porcentajes, con líticos hidroxilados en bajo porcentaje (5-15 %). La granoselección es regular. Sobreyace a las pómez una capa de ceniza y lapilli fino gris muy dura con pisolitos y vesiculación bien reconocible. Los datos de espesor y dimensiones de los fragmentos son escasos, pero permiten una reconstrucción tentativa del mapa de isopacas (Fig. 3.18, 3.20 y 3.21). Se cuenta con tres edades radiométricas, dos de las cuales no presentan traslape en sus rangos de edad una vez calibrados, variando entre 1895 A.C. Y 907 A.C. Puesto que es un paleosuelo con un enriquecimiento en materia orgánica importante, se prefiere escoger los traslapes más jóvenes, por lo que la edad radiométrica escogida es de aproximadamente 1000 años A.C. Bajo el nivel guía AR-9 (ET-9), en el corte 61 (Fig. 3.14, 3.18), se han observado los depósitos de 6 erupciones mayores de un aspecto relativamente fresco, separados entre sí por paleosuelos, todas sobreyacentes a las vulcanitas del basamento local (Formación Monteverde). Su atribución a un Arenal antiguo o al volcán Chato, es totalmente arbitraria, con base en la información disponible.

AR-10 (ET-9B): Sobreyaciendo a un paleosuelo orgánico negro bien desarrollado se tiene un depósito de caída de pómez gris clara (corte 61, Fig. 3.14) con gradación simétrica inversa bien evidente, clasificación mediana a buena y espesor pluridecimétrico, cubierto por lapilli fino y ceniza gris dura, con pumitas escoriáceas gris oscuro dispersas, con un espesor decimétrico; cierra la secuencia un nivel de cenizas gris. En el depósito de caída, los líticos representan un 10-20 % y son fenoandesíticas frescas de color gris y subordinados hidroxilados. En los cortes distales (el 16, por ejemplo, Fig. 3.18), AR-10 es un lapilli fino no estratificado. La distribución del depósito es evidenciada en los mapas de isopacas (Fig. 3.20 y 3.21) y de isopleas de pómez, que presentan un eje de dispersión hacia el SW. Una muestra de paleosuelo orgánico negro obtenida en el corte 16 arrojó una edad radiométrica de 2280 ± 90 años A.P.

AR-11 (ET-9A): En el corte 61 (Fig. 3.18), sobreyaciendo a un paleosuelo pardo-anaranjado poco desarrollado, se observa un depósito de caída de lapilli fino, escoriáceo, negro hasta ceniza gruesa de espesor pluricentimétrico, seguido por una alternancia de niveles delgados de ceniza y lapilli fino de espesor pluridecimétrico. Arriba se encuentra una ceniza pluridecimétrica gris, compactada, dura, vesiculada, que yace bajo una secuencia de delgados niveles (centimétricos) de lapilli escoriáceo, cenizas y lapilli fino con pocos lapilli escoriáceos negros. En los cortes distales (el 16, por ejemplo, Fig. 3.14 y 3.18), este nivel guía está únicamente representado por una capa de ceniza arcillosa gris, compactada con vesiculación, en la cual se observan escasos lapilli escoriáceos negros. El material fino y compactado de espesor importante puede documentar un carácter freatomagmático pronunciado de esta erupción. La distribución de ET-9A parece tener un eje de dispersión hacia el SW, según el mapa de isopacas (Fig. 3.20 y 3.21). No se construyeron mapas de isopleas debido a insuficiencia de datos. La edad de esta erupción es desconocida.

AR-12 (ET-9N): El nivel guía AR-12 puede ser confundido en el campo con el AR-15 (ET-7), pues son muy parecidos en sus características litológicas. AR-12 ha sido identificado con seguridad en los cortes 16, 30, 41, 59 y 61 (Fig. 3.14 y 3.18), donde ocupa una posición estratigráfica inferior a la de AR-15. Se trata de un depósito de caída de lapilli de pómez masivo, con muy buena selección (quizás mejor que la de AR-12) sin estratificación y generado por un solo pulso eruptivo. En los cortes hacia el SW, en la parte superior, se nota una ceniza fina-muy fina que cierra la erupción. Los líticos, ya sean grises o hidroxilados, son bastante abundantes (10-20 %), con algunos fragmentos intrusivos, pero menos frecuentes que en AR-15. En los cortes al W y SW del volcán, el paleosuelo en la base del nivel es bastante negro y orgánico. El espesor del depósito en los cortes proximales alcanza 40 cm. Aunque su distribución no es muy clara, debido a la insuficiencia de los datos disponibles, se puede inferir del mapa de isopleas de las pómez, que sea hacia el W-WSW, como la mayoría de las demás erupciones. La datación radiométrica fue tomada del suelo negro rico materia orgánica que subyace al nivel guía en el corte 16, y cuya edad radiométrica es de 2140 ± 80 años A.P.

AR-13 (ET-8B): El nivel guía AR-13 está formado en la base por un depósito de caída de lapilli fino, con buena selección, de escorias pumíticas gris oscuro con pocos líticos (algunos hidroxilados), que pasa al techo a una ceniza muy gruesa. Sigue un nivel de caída de lapilli y ceniza gruesos con interlaminaciones de lapilli fino-amarillentos pluricentrimétricas. Corona el nivel una ceniza con lapilli fino café claro, cementada dura, vesiculada, con pisolitos y lapilli escoriáceos dispersos, cubierta por un horizonte de caída centimétrico con lapilli escoriáceos (hasta 3-5 cm en el corte 61, 3.18 y 3.21), compactada por lodo volcánico. En otro corte se observa otro nivel de ceniza y arena dura, compactada con muchos pisolitos y una capa centimétrica de escorias negras gruesas. El eje de dispersión del nivel ET-8B es como el de ET-8M, hacia el W-WSW, pero posiblemente con una componente de viento más fuerte, como lo indica el alargamiento más pronunciado de las isopacas (Fig. 3.20) y de las isopleas de las escorias pumíticas. En el corte 16 (Fig. 3.14 y 3.18) se obtuvo una muestra de carbones de un fuego doméstico asociado con cerámica, subyaciendo inmediatamente al depósito de AR-13 (ET-8B), cuya edad radiométrica es de 1620 ± 110 años A.P. Se especula que los antiguos pobladores abandonaron súbitamente la zona debido a la erupción.

AR-14 (ET-8M): El nivel guía AR-14, originalmente denominado ET-8M, llamado así porque coincide con la descripción del “ET-8” del sitio El Tajo (Melson, 1982), con el cual probablemente corresponde. Se trata de un depósito muy característico constituido por una alternancia de escorias negras de caída y lapilli con espesores de centimétricos a pluricentrimétricos, con buena selección y muy escasos líticos. En el corte 47 (Fig. 3.14), el depósito de caída basal presenta bombas escoriáceas negras de hasta 9 cm de diámetro. Sobreyace a esta alternancia, una capa de ceniza gris, arcillosa, vesiculada, muy dura, que culmina el nivel guía y que representa una fase final posiblemente freatomagmática. La distribución de este horizonte se muestra en los mapas de isopacas e isopleas de las escorias, cuyo eje de dispersión es hacia el W-WSW (Fig. 3.20). La edad absoluta de este nivel guía es desconocida. Por otra parte, en los cortes proximales 30 y 41, se observa un delgado nivel de caída de lapilli escoriáceo color gris oscuro, ente AR-13 (ET-8B) y AR-14 (ET-8M), que representa otro evento eruptivo menor tipo AR-22.

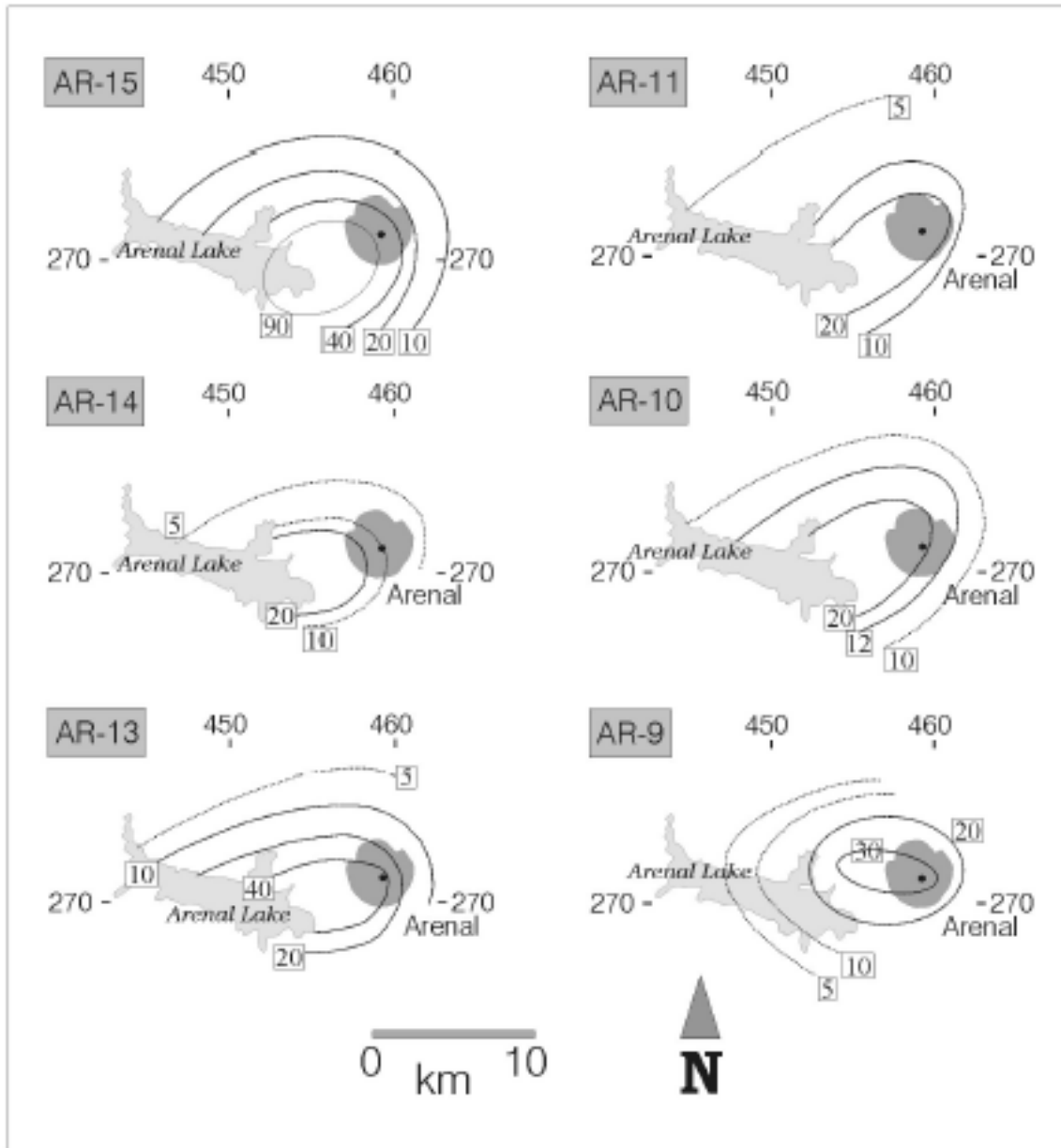


Fig. 3.20: Mapas de isopacas (en cm) para las capas de tefras más antiguas del Arenal (AR-9 a AR-15), modificado de Ghigliotti et al. (1992).

Correlación por edades

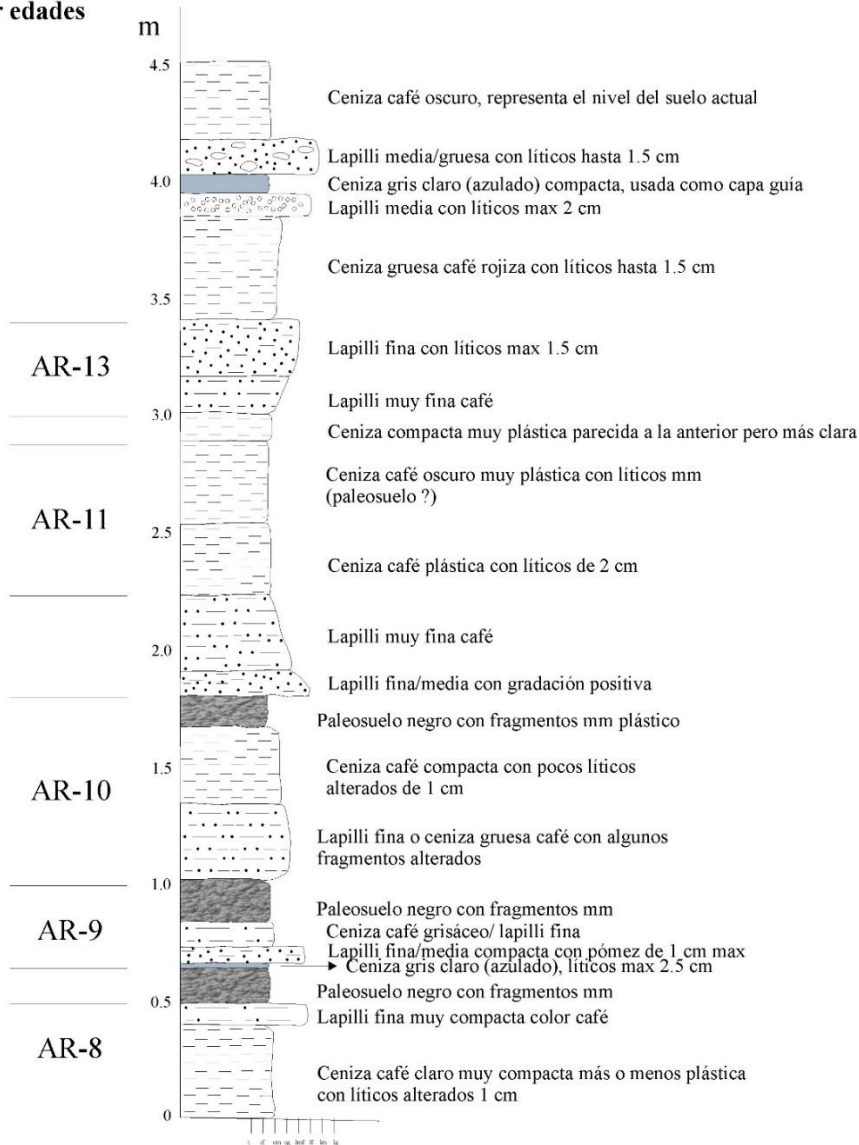


Fig. 3.21: Ejemplo de columna estratigráfica del Arenal (unidades AR-8 a AR-13), y ejemplo de un lapilli acrecional (= pisolitos), tal y como se ha descrito en varias unidades.

ARE-15 (ET-7): El nivel guía ARE-15, a diferencia de los precedentes descritos, parece ser el depósito de un único pulso eruptivo. Se presenta masivo, sin estratificación excepto en los cortes distales. A lo largo del eje de dispersión (corte 16, por ejemplo, Fig. 3.14) se observa una interlámina de ceniza a $\frac{1}{4}$ de altura de la base. Este nivel fino está representado en los cortes proximales por la parte central menos gruesas del depósito de pómez, que tiene, entonces, una gradación simétrica, normal en la base e inversa hacia el techo. Tal variación granulométrica se puede deber a cambios en la altura de la columna eruptiva. La granoselección es mediana a buena, el contenido de lapilli fino es abundante, con un porcentaje de líticos alto (aprox. 20-30 %), en su mayoría hidroxilados y de intrusivos dioríticos, concentrados en la parte superior del depósito. Las pómez están frecuentemente quebradas, angulosas y a veces alargadas. El paleosuelo en la base de ARE-15 es, en términos generales, bien desarrollado, de color café a café oscuro. El eje de dispersión de este nivel guía es aproximadamente hacia el SW, como se puede ver en los mapas de isopacas (Fig. 3.20) e isopleas MP y ML. En el corte 16 se tomó una muestra del paleosuelo de color oscuro, abundante en materia orgánica, cuya edad radiométrica es de 1400 ± 110 años antes del presente (A.P.). Bajo el nivel guía ARE-15, en este trabajo se ha modificado completamente la estratigrafía clásica de Melson (1982) basada en el corte de El Tajo. Algunos cortes claves como el 16, 30, 41 y 61 (Fig. 3.14), permiten identificar por los menos otras seis erupciones mayores, en contraposición con lo expuesto por Melson, con solo dos o tres. La inconsistencia de los datos químicos de los depósitos subyacentes a ARE-15 en los trabajos de Melson (1982, 1984), ya sugerían que había algunos problemas tefoestratigráficos por resolver.

ARE-16 (ET-6): El nivel guía ARE-16 está separado de ARE-15 por un delgado paleosuelo de color café-pardo. Su parte basal está formada por un nivel de caída de lapilli fino con débil gradación inversa, muy bien seleccionado, con fragmentos negros es coriáceos, subordinados rojizos y blancos (espesor de 20 cm en el corte 30). Lo sobreyacen una serie de delgados niveles piso líticos, algunos como pisolitos agregados y toba vesiculada, alternados con capas de lapilli, con un espesor global puridécimétrico en el corte 30 (Fig. 3.14). Encima hay una capa de lapilli escoriáceos con líticos gris e hidroxilados (aprox. 5 %), centimétrica con muy buena granoselección, que pasa a un lapilli fino y ceniza cementada, dura, con pocos lapilli gruesos. La secuencia termina con una capa de ceniza y lapilli fino, arcillosa, vesiculada, con algunos lapilli y escorias dispersas. En los cortes distales, generalmente sólo se observa un lapilli fino basal con un poco de ceniza sobre yaciéndola. Los mapas de las isopleas de MP y ML del nivel basal, muestran una dispersión subcircular, que indica un viento débil durante la erupción, incapaz de orientar mucho los fragmentos mayores. El mapa de isopacas (Fig. 3.21) muestra, por el contrario, una distribución hacia el W, debido a que incluye los espesores acumulativos de todos los niveles, cuyas capas más finas si fueron orientadas por el viento.

ARE-17 (ET-5): La parte basal del nivel guía ARE-17 está constituida por un horizonte de caída de lapilli pumítico gris con ceniza y una mala granoselección, con líticos de lavas fenoandesíticas de color claro e hidrotermalizados (aprox. 10 %) concentrados en la base. En el corte 32 (ver Fig. 3.14, NNW del volcán) este presenta una gradación normal en la base, con bloques balísticos de hasta 12 cm, mientras en el techo se observan lapilli más gruesos. Este nivel basal, de espesor hasta disimétrico, se encuentra sobre un paleosuelo, generalmente no muy desarrollado, de color café. Sobreyace al nivel basal un depósito de ceniza y lapilli fino gris de espesor pluricentimétrico, distribuido hacia el W, mientras que en los cortes hacia el N y NE se reduce a una interlámina delgada de ceniza fina. Otro depósito de caída de pumitas amarillentas, ceniza y lapilli fino con grano selección muy mala y líticos armados (“pegados” entre sí por finos) grises, termina la secuencia en el techo. La gradación de este último depósito es normal. Según Melson (1984), los dos depósitos de caída representan los magmas de una cámara magmática con zonación, donde el depósito basal representa al techo diferenciado de la cámara, y el superior representa la parte baja de la cámara de naturaleza más básica. La distribución de ARE-17 ha sido fuertemente controlada por los vientos altos. El depósito basal (de granulometría más gruesas) tiene un eje de dispersión hacia el N, único entre todos los niveles guías del volcán, como lo demuestran los mapas de isopletas. Los mapas de isopacas de los depósitos basal (Fig. 3.22) y del techo e intermedio, muestran claramente las diferencias en el patrón de distribución de ambos depósitos, hacia el N y hacia el W, respectivamente. Asociados con el depósito de caída basal se reconocen depósitos de flujos y oleadas piroclásticas, los cuales han sido identificados en los cortes 7, 32, 41 y 46, con espesores que varían de métricos (cortes 32 y 46) hasta decimétricos (corte 7) al pie del volcán. La altura de columna de los eventos ARE-17 basal fue determinada según los diagramas de Carey y Sparks (1986) en 21 km (vientos de moderada intensidad de 23 m/s =83 km/h del Caribe). La edad arqueológica estimada del nivel guía ARE-17 es de aproximadamente 700-800 d.C.

ARE-18 (ET-4): El nivel guía ET-4 está constituido por una numerosa serie de distintos niveles de caída que sobre yacen a un paleosuelo color café. El nivel basal presenta pumitas grises y más oscuras, con trazas de mezcla de magmas, una buena grano selección y pocos líticos grises o hidroxilados e intrusivos (aprox. 5 %), la gradación normal es muy evidente aun cuando en la porción más alta hay un nivel más grueso. Sobre el depósito de caída basal, en los cortes proximales, se observa un nivel de ceniza gris, centimétrico, con un depósito de caída de pómez con gradación normal y una capa de ceniza centimétrica. En el área de los Lagos (sector N del volcán), entre la ceniza y el depósito de caída se encuentra un nivel de grandes bloques balísticos. Los espesores en el corte 30 (uno de los cortes claves en el área proximal, ver Fig. 3.14, 3.24 y 3.26) son centimétricos. Sigue otro nivel de caída de pumitas con un nivel intermedio más fino y luego ceniza con pisolitos, de espesor total de hasta varios centímetros en el corte 30. De este nivel para arriba empieza una alternancia de niveles centimétricos de lapilli pumítico (y abundantes lapilli de escorias negras que preanuncian la erupción ARE-19 o ET-3) y lapilli acrecional aglutinadora. Un cierto período de descanso, aunque muy breve, enmarca el cambio a la erupción ARE-19 (ET-3), indicado por la presencia, en algunos cortes, de canales de erosión y discordancias erosionales en general. La distribución de ARE-18 (ET-4), en su conjunto, muestra un eje de dispersión alargado hacia el SW, como se puede ver en los mapas de las isopacas (Fig. 3.23) e isopletas (MP de y ML), que son bastante consistentes. Esto indica la presencia en el momento de la erupción de un cierto viento desde el NE. Asociados con el depósito de caída se reconocen depósitos de flujos piroclásticos, que en el corte 31 miden 75 cm de espesor (asociado con oleadas piroclásticas); en el corte 32, aproximadamente 1 m y en el corte 41, unos 50 cm. La edad

radiométrica de la erupción ARE-18 (ET-4) se asume muy cercana inmediatamente anterior a ARE-19 (ET-3), alrededor del año 1080 d.C.

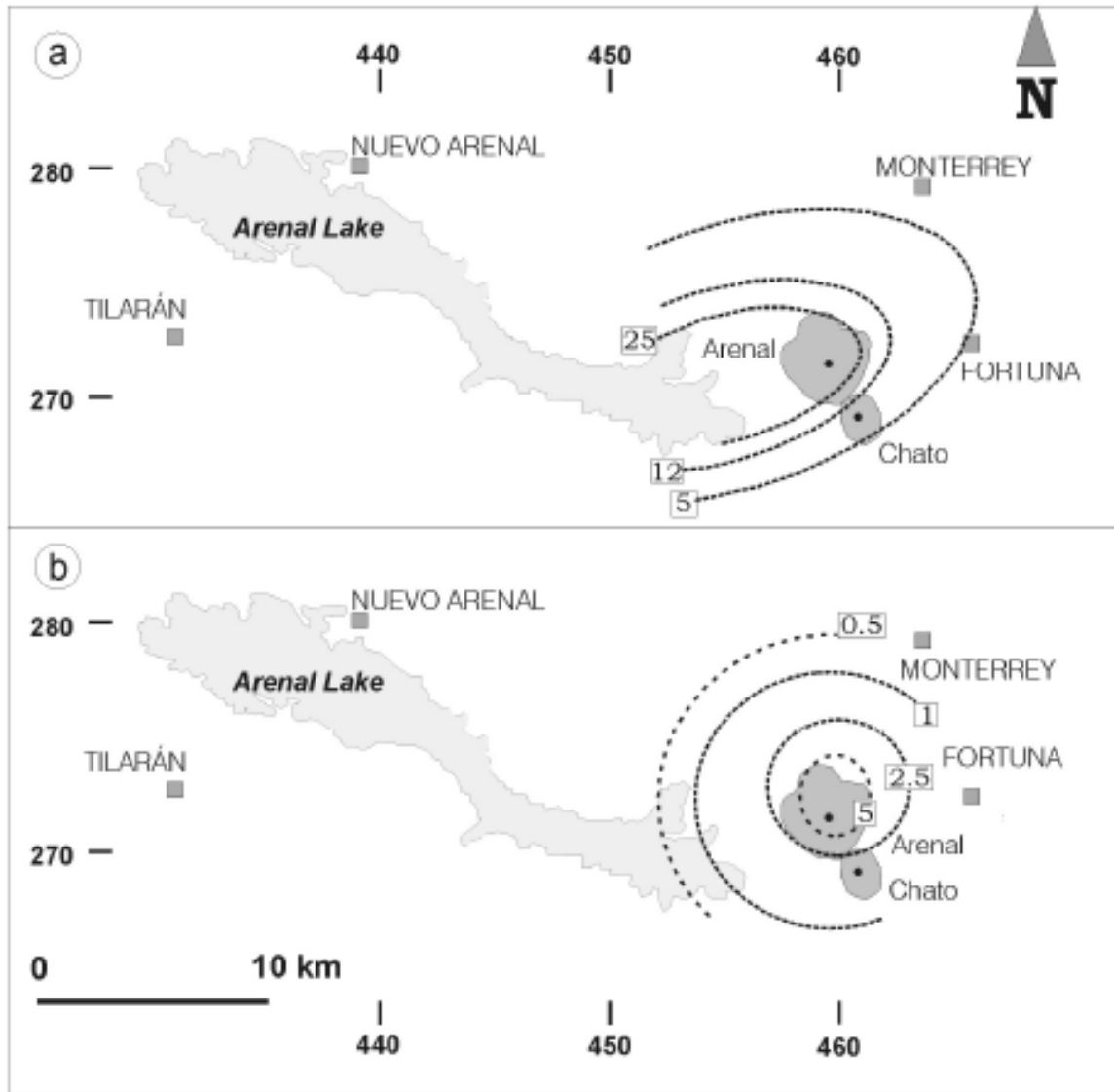


Fig. 3.21: Mapas de la capa AR-16 (ET-6). a) isopacas (en cm) para la subcapa inferior y b) mapa de isopleta (en cm) para la escoria de la subcapa inferior (modificado de Ghigliotti et al., 1992).

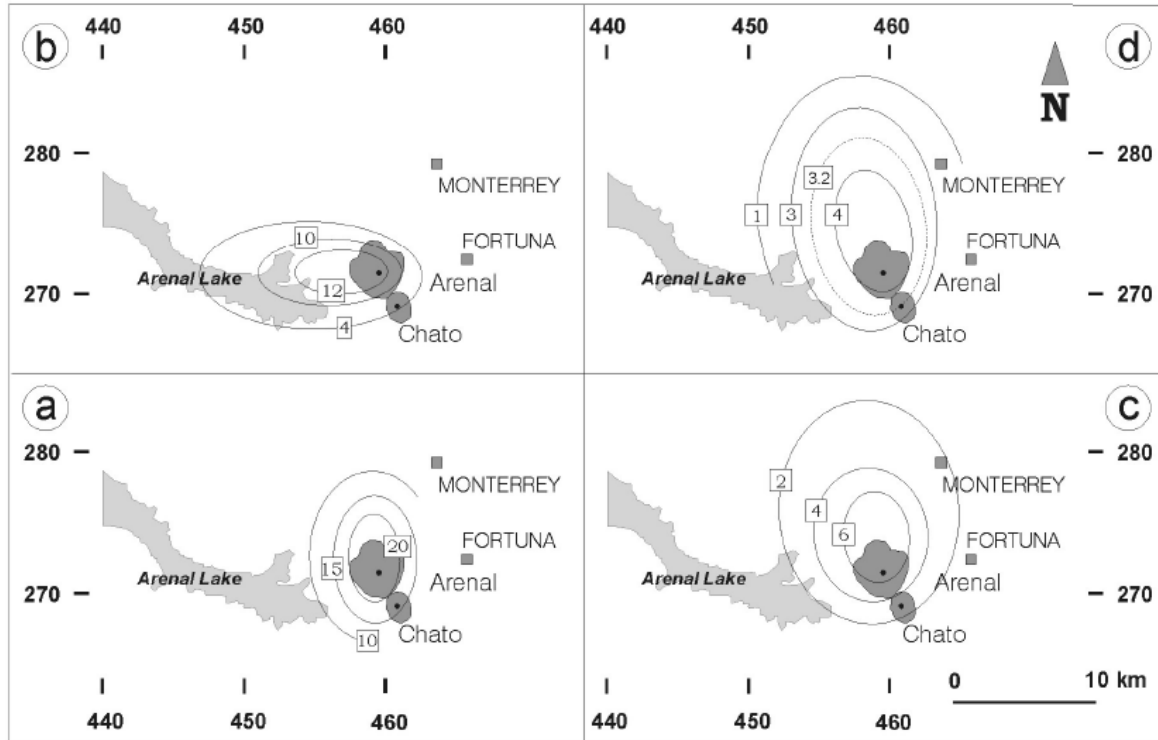


Fig. 3.22: Capa AR-17 (ET-5). a) Mapa de isopacas (en cm) para la subcapa inferior con una distribución hacia el N (fuera del patrón usual), b) mapa de isopacas (en cm) para la subcapa superior, c) mapa isopletas (en cm) para los líticos de la subcapa inferior y d) mapa de isopletas (en cm) para las pómez de la subcapa inferior (modificado de Ghigliotti et al., 1992).

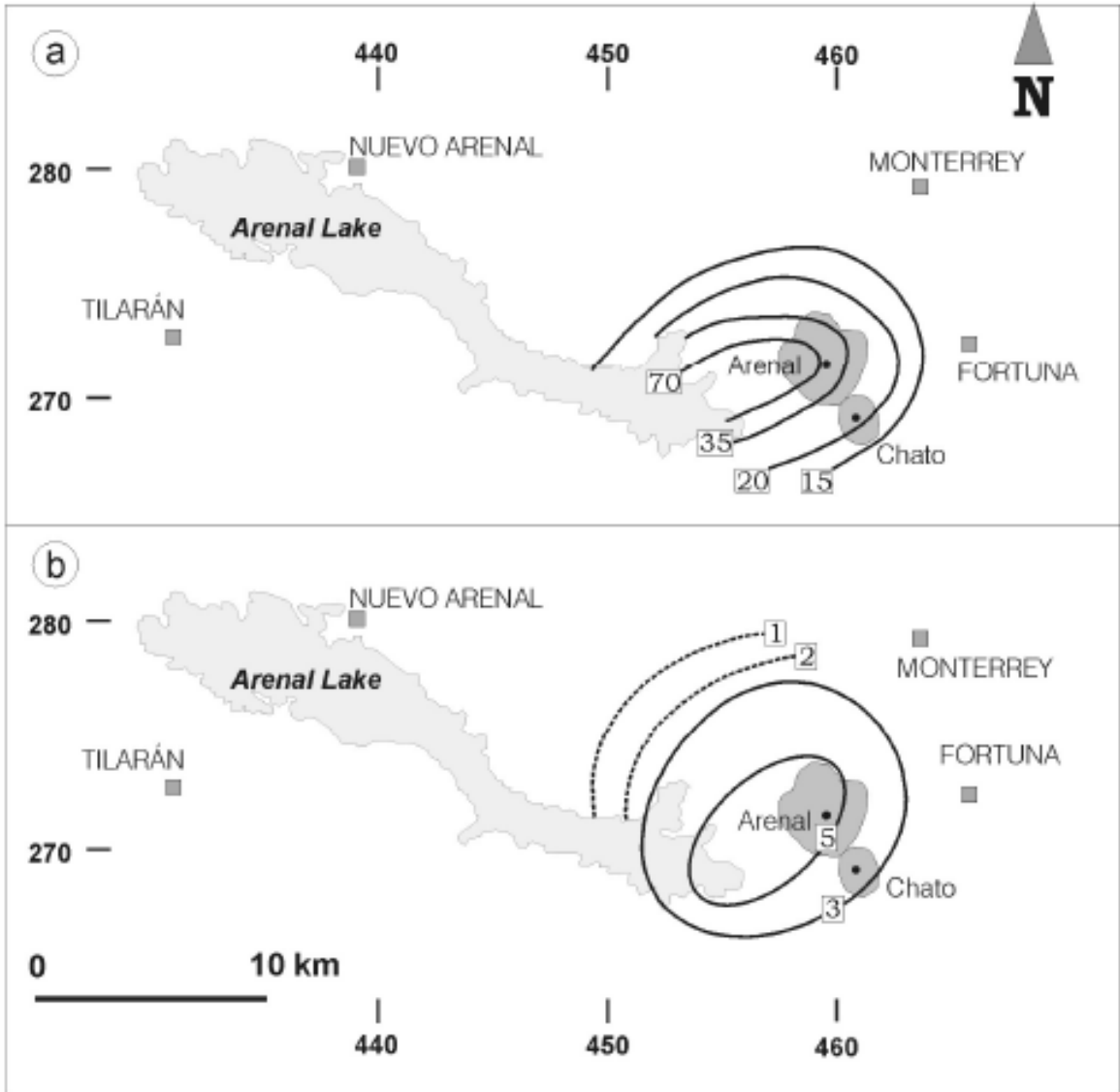


Fig. 3.23: Capa AR-18 (ET-4). A) Mapa isopacas y b) mapa de isopletas para las pómez, ambas en cm (modificado de Ghigliotti et al., 1992).

ARE-19 (ET-3): Nivel caracterizado por numerosas alternancias centimétricas de escorias y lapilli de naturaleza basáltica, con niveles de ceniza intercalados y distribución areal importante, que indican una actividad violenta de tipo estromboliano más o menos continua en un tiempo considerable, que se distribuyó hacia el W (Fig. 3.24, 3.25, 3.26 y 3.27). La parte superior está formada por capas delgadas de cenizas con pisolitos y capas de lapilli, asociada con una fase posiblemente freatomagmática. Borgia et al. (1988) incluyen la erupción en la categoría de “pliniana-subpliniana” porque presenta algunas características típicas de esta clase. En efecto, tanto de extensión cubierta por los depósitos, como su volumen, son bastante considerables y un cálculo empírico de la altura de la columna indica un valor cercano a los 20 km. El término “erupción de tipo subpliniano básico” o una actividad “estromboliana violenta” es debido a varias columnas pulsantes”, puede caracterizar preliminarmente el evento (que constituye la erupción de quimismo básico más importante del Arenal). Un paleosuelo poco desarrollado separa ARE-18 de ARE-19. En algunos sectores es posible observar una discordancia erosiva o bien, un nivel centimétrico de ceniza los separa. Las escorias pueden presentar evidencia de mezcla de magmas. En algunos cortes, particularmente en el tajo de la quebrada Guillermina (tajo Los Lagos), se dataron ramas carbonizadas (Borgia et al., 1988; Soto et al., 1998) cuyas edades calibradas aportan rangos de 1228-1154 A.D. y 1042-874 A.D., las cuales, sin embargo, no se traslapan. Puesto que la madera fue carbonizada por flujos piroclásticos, resultan en edades ideales para establecer el evento volcánico. Por ello, se escogió el rango de no traslape de 1154 y 1042 A.D., por lo que se escoge una edad media de 1100 A.D., edad que no se aleja de la escogida previamente por Soto y Alvarado (2006) en 1020 A.D. Este depósito es un flujo de bombas escoriáceas decimétricas con algunos bloques métricos, mal seleccionado, de unos 7 m de espesor, sobreyace a un depósito fluvial proximal mal seleccionado (Fig. 3.28).

ARE-20 (ET-2): Nivel guía que en su fase característica como un doble nivel de caída decimétrico de pómez dacítica y líticas (denominados subniveles A y C), separados por una capa centimétrica de lapilli fino hasta ceniza gris (subnivel B). El subnivel de caída superior 2C es seguramente el más importante entre los que componen las tefras de caída. Su espesor varía sensiblemente (Fig. 3.29, 3.30 y 3.31). En la estación 30 (camino viejo a la presa), mide al menos 95 cm y alejándose del volcán constituye el único subnivel que se conserva. El subnivel 2C presenta escasa matriz, un tamaño grande los fragmentos, una gradación inversa-normal, un mayor porcentaje de los líticos hidroxilados, las pómez más densas presentan anfíbol y, a veces, evidencias de mezcla de magmas. El subnivel intermedio 2B está constituido por una capa de lapilli fino-ceniza gruesa color gris vesiculada, que le confiere cohesión, a veces pisolítica (freatomagmática?) y sobresale por la erosión diferencial, e incluso trazas de hojas. El espesor de 2B es normalmente inferior al decímetro, aunque en algunas secciones ha alcanzado espesores de 14 cm a 18 cm. El subnivel 2A es un depósito de caída de pómez con gradación inversa-normal con poca matriz. Los líticos son menos frecuentes que en 2C. Análogamente, el tamaño promedio de las pómez y de los líticos resulta inferior a los observados en 2C. Las pómez densas con anfíbol presentan a veces las mismas evidencias de mezcla de magmas. El espesor de 2A es menor a 12 cm; tan solo en la estación 30 alcanza 21 cm. En los cortes proximales al Arenal, subyaciendo a 2A se han observado dos subniveles de espesor muy reducido denominados 2A1 y 2A2, el primero de ceniza gris vesiculada (similar a 2B) con espesores entre 1 y 4 cm, con un máximo de 10 cm. El subnivel basal 2A2 está constituido por un depósito delgado de caída de ceniza gruesa hasta lapilli pumíceo fino y líticos milimétricos con espesores de 2 cm a 3 cm y un máximo de 10 cm (en el corte 30). La altura de columna de los eventos ET-2C (Ghigliotti et al (1992) fueron determinadas según los diagramas

de Carey y Sparks (1986) en 22-23 km (viento de unos 30 m/s = 108 km/h del Caribe). La edad sería del 1362 ± 20 d. C. Esta edad concuerda con los restos arqueológicos.



Fig. 3.24: Los niveles explosivos AR-18 (ET-4), inferior en ambas fotografías y AR-19 (ET-3), el oscuro superior de carácter basáltico, separados por un suelo café poco desarrollado (fotografía superior) a casi inexistente (fotografía inferior) con niveles erosivos importantes.



Fig. 3.25: Sección estratigráfica 81 (cubierta por coladas de lava de julio de 1995 y por bosque) a 1.7 km al W del cráter C. Los niveles más oscuros son escorias de caída mientras que los más claros son cenizas de caída y depósitos de oleadas piroclásticas. Se observan incorformidades internas (discordancias).

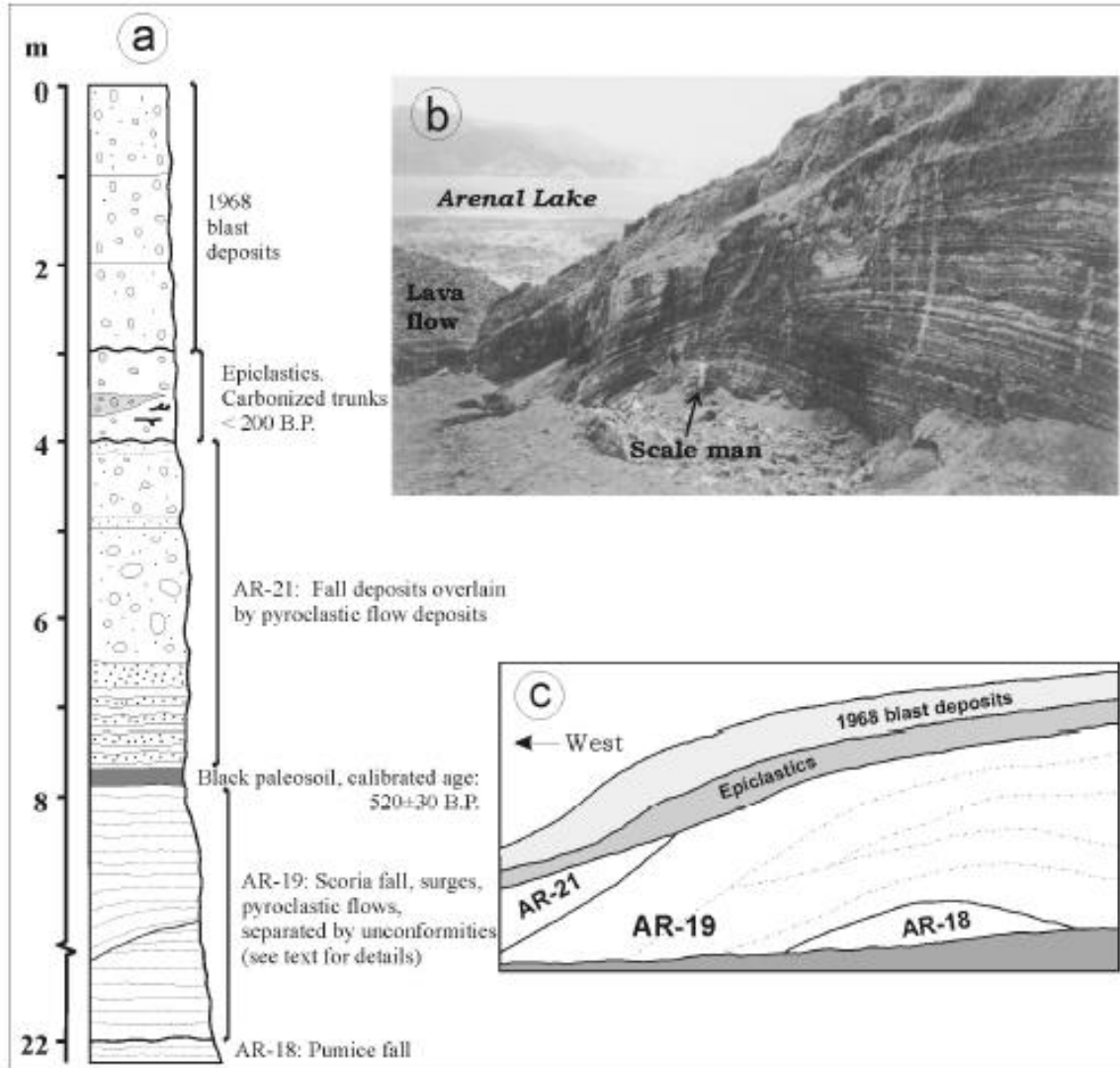


Fig. 3.26: Sección estratigráfica 81 (misma de la figura anterior) a 1.7 km al W del cráter C. a) Columna estratigráfica simplificada. B) La sección mira hacia el W, mostrando la compleja estratigrafía de los depósitos basálticos de AR-19 (ET-3). Los niveles más oscuros son escorias de caída mientras que los más claros son cenizas de caída y depósitos de oleadas piroclásticas. Se observan inconformidades internas (discordancias), esquematizadas en la figura c (tomado de Soto y Alvarado, 2006).

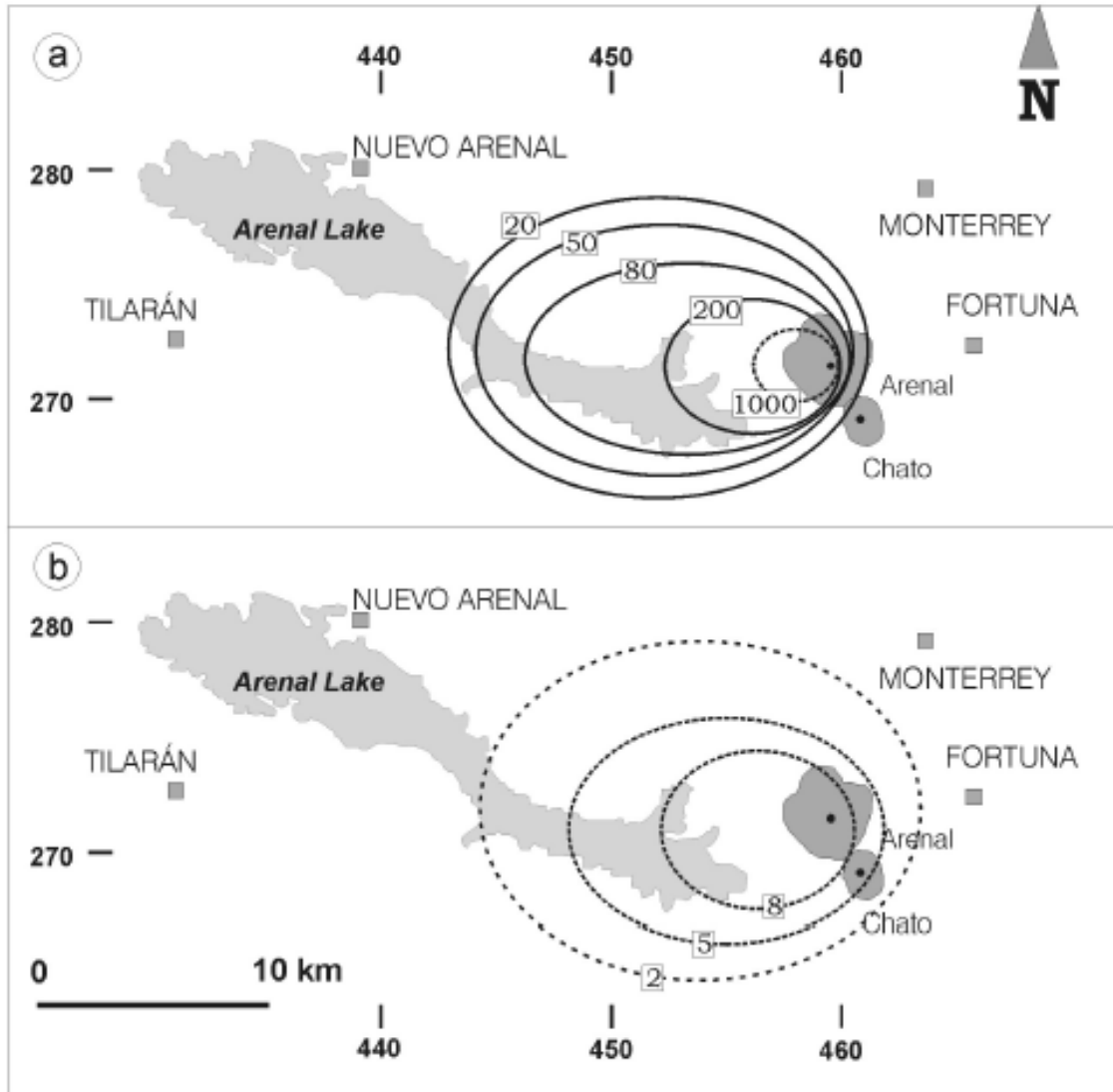


Fig. 3.27: a) Mapa isopacas para la capa AR-19 (ET-3); la isopaca de 1000 cm está extrapolada con unos pocos datos, principalmente en la sección 81 (Fig. 3.14). b) Mapa isopletas (en cm) para los líticos y escorias. La curva de 2 cm está inferida con pocos datos (modificado de Ghigliotti et al., 1992).



Fig. 3.28: Depósito de flujo de bombas escoriáceas basálticas (nivel oscuro, AR-21) cerca de la quebrada Guillermina (Los Lagos), con un nivel de oleada basal, sobreyaciendo a un depósito fluvial (lahares epiconcentrados hasta flujos de escombros rocosos).



Fig. 3.29: Capa de pómez de caída AR-22 con su estructura interna estratificada (ver Fig. 3.29) sobreyaciendo a un suelo café espeso, indicador de un lapso de inactividad prolongado.

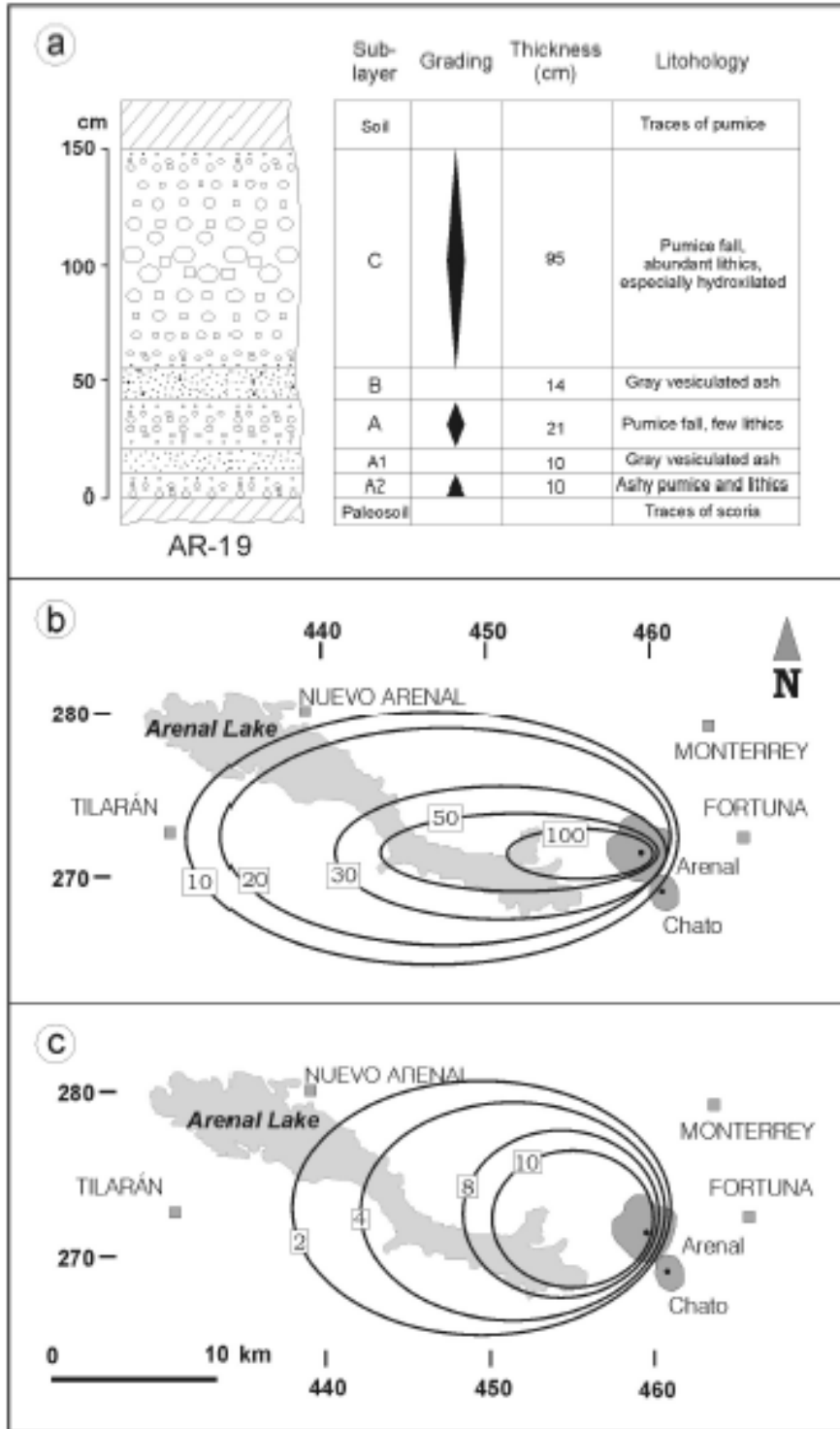


Fig. 3.30: Capa AR-20 o ET-2 (modificada de Ghigliotti et al., 1992). a) Columna estratigráfica ejemplificada procedente de la sección 30. b) Mapa de isopacas (en cm) para todo el depósito. Solamente la subcapa C es encontrada más allá de 10 km al oriente del volcán. c) Mapa de isopletas (en cm) para la pómez de la subcapa C.

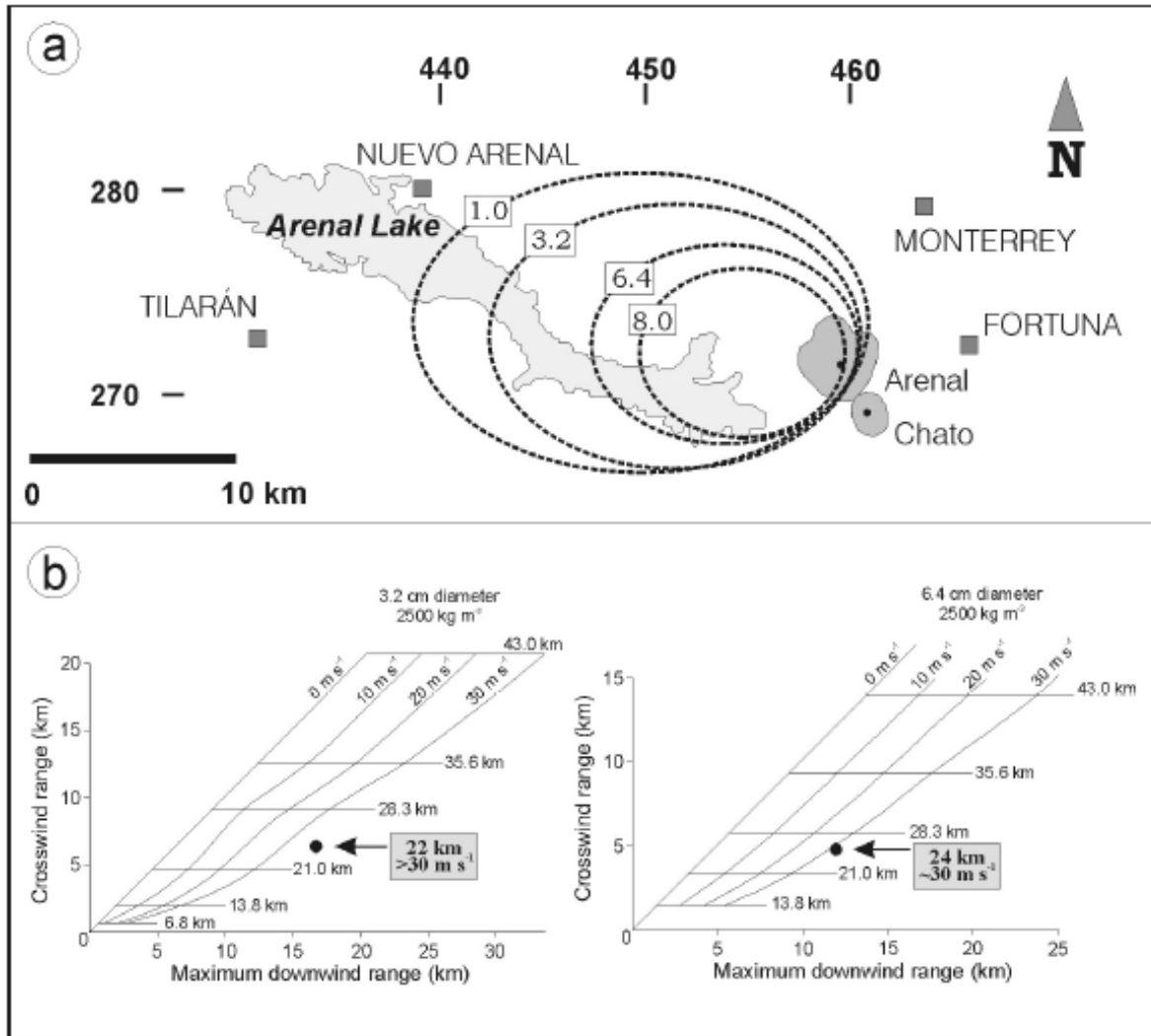


Fig. 3.31: a) Mapa de isopletas (en cm) para los líticos de AR-20C (modificado de Ghigliotti et al., 1992). B) Diagrama de Carey y Sparks (1986) para la estimación de la altura y la velocidad del viento acorde con datos en a) para las isopletas de los líticos de 3.2 cm y 6.4 cm (ver detalle en el texto).

ARE-21 (UN-10): El depósito de flujo piroclástico de la quebrada Tabacón, mencionado por Melson y Sáenz (1973), de una **edad de 1525 ± 20 d. C.**, puede estar asociado con AR-21.

ARE-22 (ET-1): Corresponde con todos los depósitos asociados con la erupción del 29-31 de julio de 1968, representados por cenizas de caída, oleadas piroclásticas secas y gruesas (*blast*), oleadas húmedas y balística. Cerca del volcán posee un espesor de casi 6 m, pero se adelgaza rápidamente hacia el occidente, llegándose a perder después de unos 6.5 km. Alvarado et al. (2006) realizó un análisis histórico detallado, así como trincheras estratigráficas con lo que reconstruye lo sucedido en esos tres días (Fig. 3.32, 3.33 y 3.34).



Fig. 3.32: Grupo de geólogos del ICE describiendo el depósito de 1968. Ahora todos estos afloramientos están cubiertos de vegetación, perdiéndose una localidad valiosa desde el punto de vista histórico, vulcanológico y memorial.



Fig. 3.33: Detalle textural del depósito de 1968. Se observa una cruda estratificación interna, así como la poca presencia de matriz fina y su poca cohesión, típico de una oleada seca (*blast*).



Fig. 3.34: Detalle textural del depósito de 1968. Se observa una cruda estratificación interna, así como la poca presencia de matriz fina y su poca cohesión, típico de una oleada seca (*blast*). Hacia la parte superior, un depósito de oleada terminal.

3.2.2.2 Dinámica eruptiva del Arenal: Discusión sobre la tefroestratigrafía y la recurrencia eruptiva reciente

Debe quedar patente que el registro geológico en el Arenal es incompleto. La correlación de unidades a lo largo de los numerosos cortes alrededor del Arenal ha mostrado, sobre todo en las secciones más proximales, numerosos depósitos de eventos menores, que no son certeramente correlacionables entre los diferentes cortes estratigráficos, indicador de eventos similares a los de 1968, los cuales fueron direccionales, es decir, que sus depósitos están solo en ciertos lugares presentes. De tal manera que, la frecuencia eruptiva es mucho mayor que la que se pueda inferir con solo las 22 unidades explosivas anotadas y las de las coladas de lava. Valga el ejemplo de la erupción de 1968, cuyo depósito de caída, tan solo un cuarto de siglo después era irreconocible en las secciones estratigráficas al N, S y E; más allá de los 8 km ya no se le lograba reconocer en dirección W (Chiesa, 1986; Ghigliotti et al., 1992). Otras posibles erupciones históricas, como las de 1915 y 1922, tampoco han dejado evidencias de su ocurrencia y aun los documentos históricos, de hace menos de un siglo, no son concluyentes (cf. Soto et al., 1996b). Se estima, empero, que una comparación de estas erupciones “fantasmas” del registro histórico, con la erupción de 1968, es plausible.

Varias de las erupciones prehistóricas del Arenal se clasifican como plinianas y subplinianas, lo que significa que cuantiosos volúmenes de magma, bajo la forma de pómez y rocas, se fueron liberando de niveles cada vez más profundos y llevadas por convección a alturas entre 20 km y 23 km (Soto y Alvarado, 2006a). Las capas de pómez y cenizas cubrieron decenas de kilómetros cuadrados (particularmente al W) con capas de detritos volcánicos con espesores métricos a decimétricos. En cierto momento fue arrojada tal cantidad de piedra pómez, que la densidad de la columna eruptiva se hizo demasiado densa para que se mantuviera el proceso convectivo y de ascenso, lo que produjo un colapso o derrumbe de la columna, proceso que sucedió varias veces en la historia del volcán y provocó las peligrosas corrientes de densidad piroclásticas (flujos piroclásticos), que resultan mucho más letales para los pobladores que las lluvias de pómez y cenizas (Soto y Alvarado, 2006a). En efecto, la mayoría de los niveles guía del Arenal tienen asociados depósitos de flujos piroclásticos, que se reconocen en las faldas bajas del volcán, pero tienden a desaparecer conforme nos alejamos del edificio volcánico (como máximo a 6.5 km de distancia con respecto al cráter cuspidal). Las áreas de paso preferencial de estos flujos están limitadas a los valles que cortan los flancos del volcán, donde la componente gravitatoria es muy importante.

La actividad destructiva de tipo explosivo del Arenal, separada por ciclos constructivos de carácter efusivo y moderadamente explosivo, está marcada por los diferentes niveles guías desde AR-22 (ET-1) a AR-9 (ET 9). Entre estos, los eventos AR-20 (ET-2), AR-15 (ET-7), AR-12 (ET-9N) y AR-9 (ET-9), de tipo pliniano-subpliniano, son los más violentos y destructivos. Pueden caracterizarse además erupciones estrombolianas violentas sostenidas por un tiempo considerable, que le dan un carácter subpliniano, como sería el caso de AR-19 (ET-3), y erupciones de carácter peleano, cuyo registro estratigráfico de caída es pobre o nulo, como el caso de AR-22 (ET-1).

El evento AR-13 (ET-8B) ocurrió después de un descanso eruptivo de unos 500-600 años del Arenal. El evento ET-8M ocurrió entre los años 300 y 550 d.C., después de un período de descanso breve (50-120? años). La erupción AR-15 (ET-7) se originó después de un período de

descanso eruptivo breve (150-200? años). Las lavas ARL3 (= A3) subyacen claramente a AR-16 (ET-6), por lo que se infiere que fueron eruptadas entre los eventos AR-15 (ET-7) y AR-16 (ET-6). El evento AR-16 (ET-6) cuya edad radiométrica es desconocida aún, está separado del evento AR-15 (ET-7) por un delgado paleosuelo. Esto sugiere un lapso muy breve entre las dos erupciones. Por tanto, una edad estimada sería cerca del año 650 d. C. La erupción AR-17 (ET-5) cuya edad arqueológica es cercana al 800 d. C, ocurrió después de un período de inactividad de cerca de 150-200 años.

Dos erupciones relativamente recientes e importantes, además de ser buenas capas guías, son AR-18 (ET-4) y AR-19 (ET-3), las cuales ocurrieron prácticamente en continuidad una de otra, cerca del 1100 d.C., luego de un descanso del volcán de unos 250-300 años. La erupción relevante y una de las más grandes en el Holoceno Superior de Costa Rica fue la AR-20 (ET-2), que sucedió luego de un intervalo no eruptivo no mayor de 300 años. La erupción ET-21 (UN-10), ocurrió luego de una pausa eruptiva de 150-200 años, aunque su interpretación puede ser controversial.

Según Borgia et al. (1988), la edad del campo de coladas de lavas A2 es inferior al límite de detección del ^{14}C o sea más joven que 1650 d.C y consideran que pueden haber sido eruptadas entre los siglos XVII-XVIII. Soto y Alvarado (2006) consideran que las lavas A2 deben haber sido eruptadas en algún momento posterior a AR-21 (UN-10), o sea post-1450 d.C. La erupción menor AR-22 (ET-1) del año 1968 ocurrió luego de un lapso no eruptivo no determinado, que pueda alcanzar hasta un máximo de 300 años. Finalmente, las erupciones efusivas de AR5 (= A1) entre 1968 y el 2010 siguen en continuidad a un evento explosivo, pero con un volumen 15 veces mayor.

Entre los niveles guías del Arenal, los eventos AR-20 (ET-2), AR-15 (ET-7), AR-12 (ET-9N) y AR-9 (ET-9), de tipo subpliniano, los cuales son los más violentos y destructivos, con volúmenes de tefra de entre 0.2 km^3 y 0.5 km^3 (Cuadro 3.2). Se pueden caracterizar, además, en el registro geológico, erupciones estrombolianas violentas sostenidas por un tiempo considerable, que le dan un carácter pseudo-subpliniano (el caso de AR-19 = ET-3), con un volumen total de 0.45 km^3 , así como erupciones menores de carácter vulcaniano, como el caso de AR-22 (ET-1), que emitió 0.026 km^3 de tefra.

La correlación temporal de los eventos explosivos del Arenal, posteriores a AR-8 (ET-10) evidencia que las cuatro erupciones dacíticas más importantes, AR-20 (ET-2), AR-15 (ET-7), AR 12 (ET-9N) y AR-9 (ET-9), están separadas entre sí por un lapso promedio cercano a 900 años (períodos de "largo plazo" *sensu* Ghigliotti et al., 1992). Tres de ellas (ET-2 o AR-20], ET-7 o AR-15 y ET-9N o AR-12 y, quizás, ET-9 o AR-9), han sido precedidas por dos eventos explosivos importantes, de quimismo más básico, ocurridos cerca de 300 años o menos, previos a ellas (períodos de "corto plazo" *sensu* Ghigliotti et al., 1992). Entre las erupciones mayores AR-15 (ET-7) y AR-20 (ET-2), ocurrió la frecuencia eruptiva más alta de toda la historia del volcán, lo que sugiere fuertemente que la "ciclicidad" del volcán es relativa. O bien, por supuesto, que, al ser relativamente recientes, la conservación de los depósitos es más evidente y eficaz. Los períodos de aparente inactividad explosiva mayor más prolongadas del Arenal son posteriores a los eventos dacíticos AR-9 (ET-9) y AR-12 (ET-9N). Las características subplinianas de las erupciones mayores del Arenal han quedado evidenciadas al estudiar los depósitos de una de la mejor expuesta secuencia de tefras: la AR-20 (ET-2). Las isopletras de los líticos y su interpretación, muestran que las columnas piroclásticas han de haber sido de unos 23 km de altura, depositadas bajo un régimen de vientos del este del orden de 30 m/s (108 km/h; Ghigliotti et al., 1992).

Entonces, la actividad del Arenal estuvo caracterizada por muchísimas fases explosivas; las mayores de las cuales ocurren aproximadamente cada 800 años, con fases explosivas menores cada 300-400 años y, entre ellas, decenas de explosiones menores adicionales, similares a la de 1968 (Soto y Alvarado, 2006; Bolge et al., 2006).

La secuencia de tefras previa a AR-9 = ET-9 (~3300 a. P. - 7000 a. P.) no presenta suelos oscuros, mientras que la secuencia sobreyacente (~3200 a. P. - presente) sí los tiene. De hecho, el suelo negro regional subyacente a ET-9 (AR-9), había sido tomado como la base estratigráfica del Arenal (Melson, 1982), debido a que, bajo él, el reconocimiento de capas de tefras resultaban difíciles de comprender. Se presume que el asunto de los suelos es debido a una consecuencia de cambios climáticos regionales, de ambientes secos a tropicales lluviosos, cerca de 3300 años a. P. (Soto et al., 1998). Empero, también hay otros datos de orden geoquímico que señalan que otros cambios pueden haber sucedido en la secuencia estratigráfica, relacionados con el quimismo del magma, precisamente entre AR-8 y 9 (Bolge et al., 2006).

Los ciclos lávicos (llamados conforme los nombres de Borgia et al., 1988: A1 el más joven y así sucesivamente) más recientes han sido ubicados con buena aproximación (ver Fig. 3.10 y 3.11). Suceden generalmente a las erupciones explosivas subplinianas destructivas, las cuales tienen volúmenes estimados de entre 0.5 km³ y 1 km³. Los ciclos lávicos más antiguos que 1300 años no han sido detallados en su edad, debido a que no están suficientemente expuestos, ni se han podido establecer correlaciones estratigráficas valederas. Corresponden con aquellos que Borgia et al. (1988) llamaron A4 y LA (*Lower Arenal*), es decir ARL2 y ARL1 (Soto y Alvarado, 2006), que con seguridad corresponden con varios campos de coladas de lava. Soto y Alvarado (2006) estimaron una edad superior a los 1250 años a. C.

Para ARL 2 (= A4) se estimó una edad entre 350 y 1250 años a. C., mientras que ARL3 (= A3) se estima que fluyó entre el 700-650 a. C. El campo de lavas muy visible de ARL4 (= A2), Soto y Alvarado (2006), en su revisión, consideran que tan solo se puede decir que erupcionaron después del año 1400 A. D.

Finalmente, el último ciclo efusivo hasta la fecha fue el histórico que se dio entre 1968 hasta el 2010, es decir ARL5 (= A1). Las lavas A1 se han dividido en los grupos A1h y A1l. Las lavas A1h son las más nuevas, y han sido erupcionadas desde el cráter C desde 1974 hasta el 2010.

Este período fue caracterizado por las erupciones iniciales a conducto cerrado de 1968 (oleadas piroclásticas secas dirigidas o *blast*, flujos de bloques y cenizas, balística y caída de cenizas), seguidas por las extensas y cuasi continuas coladas de lava citadas en el apartado precedente (Alvarado et al., 2006).

También estuvieron presentes los depósitos asociados a los flujos asociados con colapso de columnas eruptivas, aunque fotografiados, nunca fueron estudiados en el campo dado su peligro implícito en el momento en que el volcán estaba activo; los relacionados con colapsos de coladas de lava parecen formar abanicos de detritos de bloques de lava polihédricos en una matriz de detritos lávicos (tamaño ceniza y lapilli), mayoritariamente en contacto puntual. Los depósitos asociados con derrumbes de los lagos efímeros de lava, esos sí fueron estudiados con cierto grado de detalle, dado que alcanzaron distancias mayores que permitieron observar los depósitos con cierta seguridad relativa. Suelen estar constituidos por grandes (normalmente métricas) bombas “corteza de pan” (pero no de origen balístico), por bloques de lava con grietas de enfriamiento, y por bloques de lavas pre-existentes, en una matriz (contacto puntual o flotante) de detritos; suelen presentar gradación inversa. Los mejores ejemplos se dieron relacionados con flujos piroclásticos que ocurrieron en 1975, 1993, 1998 y el año 2000. Para más detalles de estos últimos tipos véase los trabajos de Soto et al. (1996), Alvarado et al. (1998) y Arroyo et al. (2000), Alvarado y Soto (2002), Cole et al. (2005).

Entonces, se puede dividir la secuencia magmática del Arenal en tres grupos:

- 1) los magmas básicos, representados por tefras con contenidos de $\text{SiO}_2 < 53 \%$;
- 2) coladas de lava con contenidos de 53-56 % SiO_2 , y
- 3) tefras ácidas con 56-63 % SiO_2 .

Bolge et al. (2004) señalan que las tefras eruptadas previamente a ET-9 [AR-9] son mayoritariamente máficas, mientras que, en los últimos 3200 años, se ha sucedido una secuencia de tefras máficas-ácidas. Hay, además, cambios perceptibles en el grado de fusión parcial de la placa subducida que contribuye al magma de las tefras, así como en el contenido de elementos compatibles e incompatibles en las tefras, antes y después de ET-9 [AR-9], pero no en el de las coladas de lavas. Esto puede ser una consecuencia de que no se haya muestreado prolija y suficientemente la secuencia de lavas-tefras antes de ET-9 [AR-9] debido a sus pobres exposiciones estratigráficas.

Como ya se vio, casi todos los depósitos se han distribuido hacia el W o SW, de acuerdo con los vientos regionales predominantes, incluso para los eventos más antiguos. Una única excepción conocida es para la fase inferior de la erupción AR-17 (ET-5), cuya distribución aérea es hacia el norte, ante la presencia de vientos anómalos en la región, que parecen ser poco frecuentes.

Aunque no se dispone de datos suficientes, se puede realizar una estimación grosera de la frecuencia de las erupciones, base para la amenaza volcánica. Los datos presentados en los Cuadros 3.1 y 3.2, así como en las figuras 3.16 y 3.17, en función del tiempo, entonces como corolarios de la comparación temporal se tiene lo siguiente:

- Las cuatro erupciones dacíticas más importantes ET20 (ET-2), ARE-12 (ET-9N) y AR-9 (ET-9) están separadas entre sí por un lapso promedio cercano a 800 años (períodos de “largo plazo”, 775 el mínimo 850 el máximo). Se nota una ligera tendencia a aumentar el lapso entre las erupciones dacíticas, en función del tiempo.
- Las tres erupciones dacíticas más importantes, previamente citadas, han sido precedidas por dos eventos explosivos importantes, de quimismo más básico, ocurridos cerca de 300 años o menos previos a ellas (períodos de “corto plazo”). No obstante, entre los ciclos AR-13-14-15 (ET8B-ET8M-ET7) y el de AR-18-19-20 (ET4-ET3-ET2) hay dos eventos AR-16-17 (ET6 y 5) que no pertenecen a ningún ciclo. De hecho, las erupciones mayores AR-15 y AR-20 (ET7 y ET2) ocurrieron dentro la frecuencia eruptiva más alta de toda la historia del volcán, lo que confirma que la “ciclicidad” del volcán es relativa, tal cual sucede en casi todos los volcanes del mundo.
- En los períodos de inactividad explosiva mayor más prolongados del Arenal son posteriores a los eventos dacíticos AR-9 (ET-9) de 600 años, AR-12 (ET-9N) de 500 años y AR-20 (ET-2) de 650 años, que no incluye los eventos explosivos AR-21 y 22 (UN-10 Y ET-1) ni los últimos efusivos ARL-4 y ARL-5 (o A2 y A1).
- Los ciclos lávicos han sido ubicados temporalmente con buena aproximación, y suceden generalmente a las erupciones explosivos plinianas-subplinianas destructivas: ARL-3 (o A4) sucede a AR-9 (o ET-9), ARL-3 (o A3) a AR-15 (o ET-7), ARL-4 (o A2) es posterior a AR-20 (ET-2) y ARL-5 (o A1) sucede a AR-22 (o ET-1), que es menor, tipo peleana. Con base en estas observaciones, se puede inferir que posteriores a los eventos explosivos más grandes (con excepción de ET-9N), ocurren eventos lávicos constructivos de gran volumen, acompañados de actividad explosiva menor reducida.
- En general, los niveles guías de tefras se componen de varios subniveles; solo los niveles AR-15 (ET-7) y AR-12 (ET-9N) representan un solo eruptivo.

Referente a la distribución de los eventos explosivos se puede decir lo siguiente:

- a) AR-18 (ET-4), en su conjunto, muestra un eje de dispersión alargado hacia el SW.
- b) La distribución de AR-17 (ET-5) ha sido fuertemente controlada por los vientos altos (>29 km de altura). El depósito basal tiene un eje de dispersión hacia el norte (único entre todos los niveles guías del volcán). Los mapas de isopacas de los depósitos basal y del techo e intermedio, muestran claramente las diferencias en el patrón de distribución de ambos depósitos, hacia el norte y el oeste respectivamente. En general, se puede concluir que, con la excepción del nivel basal de AR-17 (ET-5), distribuidos hacia el N, todos los depósitos piroclásticos de las erupciones explosivas del Arenal han sido dirigidos hacia el flanco occidental y suroccidental, por vientos procedentes del Caribe.
- c) El nivel AR-16 (ET-6) basal tiene una dispersión sub-circular, que indica un viento débil durante la erupción. El mapa de isopacas muestra, por el contrario, una distribución hacia el W de todo el nivel global.
- d) El eje de dispersión de AR-15 (ET-7) es aproximadamente hacia el SW.
- e) La distribución del nivel AR-13 (ET-8B) es como el del AR-14 (ET-8M) hacia el W-WSW, pero posiblemente con un componente de vientos más fuerte.
- f) Aunque la distribución del AR-12 (ET-9N) no es muy clara, se puede inferir del mapa de isopletas de la pómez, que sea hacia el W-WSW, como la mayoría de las demás erupciones.
- g) La distribución de ET-9A parece tener un eje de dispersión hacia el SW.
- h) La distribución del depósito AR-10 (ET-9B) es evidenciada en los mapas de isopacas e isopletas de pómez, que presentan un eje de dispersión hacia el SW.
- i) La distribución tentativa de AR-9 (ET-9) es hacia el W.

3.3 GEOMORFOLOGÍA

La historia geológica del Arenal se manifestó plenamente hace 7000 años y su formación contribuyó al represamiento natural de las aguas del ancestral río Arenal, lo que formó un paleolago. Dicho lago se drenó de modo natural hace algunos cientos o miles de años, originando la laguna pantanosa de Arenal, que existía hasta hace varios años. Con la construcción de la represa de Sangregado, que forma parte del Complejo Hidroeléctrico Arenal, se retornó a la condición que posiblemente imperaba en el pasado, unos 20 000 años atrás según el radiocarbono, con el desarrollo del embalse artificial del lago Arenal.

Si se hace un enfoque en la geomorfología del volcán Arenal como tal y sus alrededores, pese a sobresalir del relieve en la llanura de San Carlos e iniciar su fuerte período eruptivo en 1968, poco se describió sobre su geomorfología. Melson y Sáenz (1968) constituyen el primer trabajo científico del Arenal que profundiza en diversos aspectos vulcanológicos. Allí solo se menciona que los volcanes Arenal y Chato tuvieron fases prehistóricas donde los edificios volcánicos primigenios tuvieron cráteres anchos y bajos o calderas. Esta idea vendría a ser más desarrollada por escrito y mediante una figura esquemática de la historia evolutiva, por Sáenz (1977), quien describen una historia paralela entre el Arenal y el volcán Chato. Propone que ambos tuvieron una fase constructiva, seguida de una explosiva que los destruyó mediante la formación de un gran cráter o soma según se describe en el trabajo (un *soma* o *somma* es una estructura caldérica, nombre proviene del Vesubio, Italia). Sobre estos volcanes destruidos por fases explosivas y la erosión, se edificaron nuevos edificios (Fig. 3.35). Esta idea de bordes caldéricos en ambos volcanes es apoyada por separado en la mención de Bergoeing (1978). Malavassi (1979) delimita algunos alineamientos en el Arenal y el Chato sugestivos de fallas.

Referente a un trabajo geomorfológico integral, se tiene la tesis de licenciatura realizada por Bravo (1982), quien realiza la interpretación y descripción geomorfológica de la hoja Fortuna (mapa base 1:50 000). Allí establece al edificio eruptivo del Arenal, pero en lugar de un borde de caldera, establece que se trata de una falla linear (no curvilínea) con bloque caída al occidente. Del mismo modo, considera al volcán Chato con su lago cratérico y tres focos secundarios o satelitales. Más al SE, delimita las estructuras volcánicas de los cerros Los Perdidos (citadas por Sáenz, 1971), con un borde doble de caldera.

Bergoeing y colaboradores (Bergoeing et al., 1982, 1983; Bergoeing, 1998, 2007, 2009), publican varios mapas geomorfológicos a diferentes escalas, de la geomorfología del Arenal y alrededores, en donde mantienen las estructuras caldéricas, tanto en el Arenal como en el Chato, aunque su extensión y diámetros varían en todas las versiones, lo mismo que interpretación y extensión de las unidades geomórficas allí cartografiadas.

Alvarado (2009) revisa y actualiza la geología y geomorfología de la hoja Fortuna (mapa base a 1:50 000), con control de campo y criterios actualizados de sedimentología fluvial, neotectónica y geomorfología volcánica; a su vez, integra de modo simplificado el detalle del volcán Arenal con base en el trabajo de Borgia et al (1988).

Pero vendría a ser con el trabajo de Borgia et al. (1988) donde se realiza un mapeo de detalle (el mapa base fue a 1:20 000) y una interpretación geomorfológica de los antiguas campos de coladas de lava, base fundamental y aún válida para los subsecuentes trabajos geológicos y vulcanológicos. Se delimitaron y establecieron por primera vez los diferentes campos de lava y su caracterización geológica y geomorfológica, incluyendo su cronología relativa y grado de cobertura vegetal. Borgia y coautores no apoyan la existencia de la caldera ni de una falla, sino que ese borde arqueado lo interpretan como una erosión diferencial entre coladas de lava y rocas piroclásticas.

Todos los trabajos posteriores afinan y actualizan el detalle de Borgia et al. (1988). Posteriormente, Alvarado (2003) interpreta el supuesto borde de caldera o de falla en discusión, ubicada en el flanco occidental del Arenal (ahora completamente cubierto por las coladas de lava) como una posible falla inversa de bajo ángulo (sigmoide I), producto de la intersección estructural con el cono y su proyección en superficie de una falla N-S (falla Danta) del tipo dextral con bloque caído al occidente (Fig. 3.36).

Tanto Borgia et al. (1988) como Alvarado (2003) aducen que el cráter inferior o A aprovecho esa zona de debilidad, ya sea como contacto litológico (Borgia y coautores) o falla inversa, para que el magma subiera y generara el cráter más inferior y de diámetro mayor, justo por donde se derramó la primera colada de lava el 19 de setiembre de 1968.

La nueva topografía digital contrada por la CNE permitirá afinar diversos aspectos geomorfológicos que se plantean en el presente apartado.

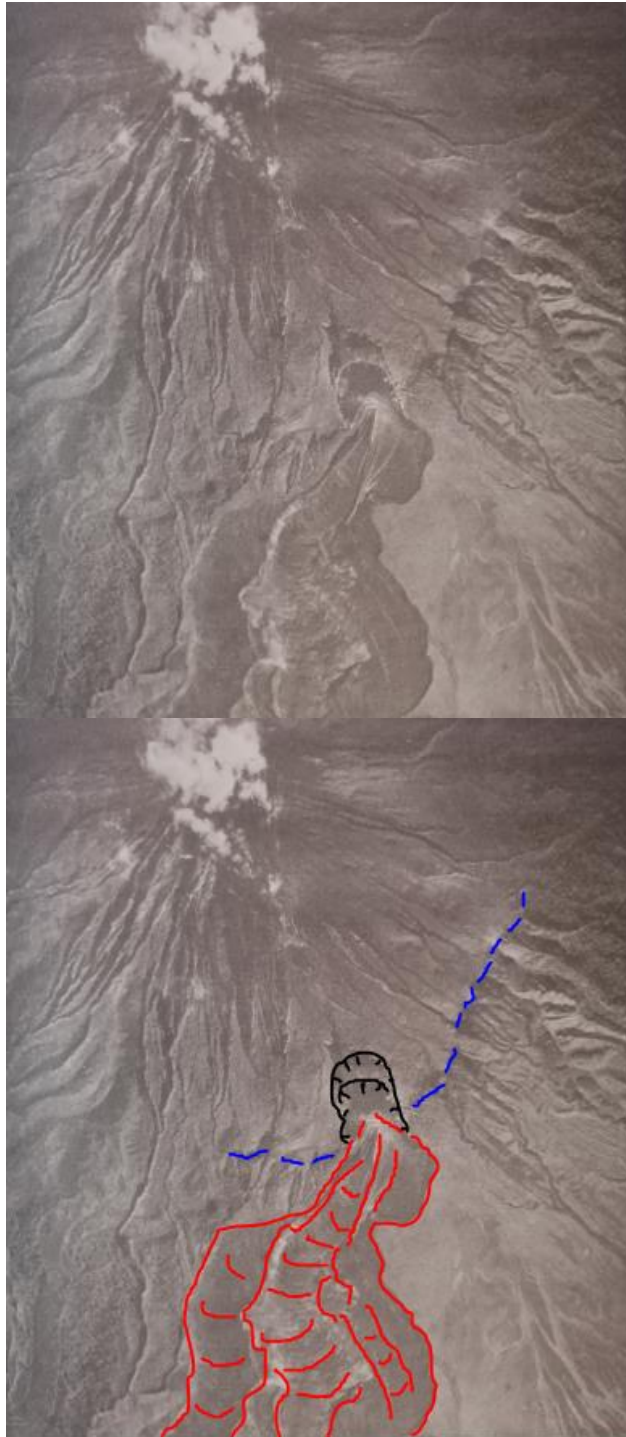


Fig. 3.35: Flanco occidental del Arenal con su cráter inferior o A (en negro) con las primeras coladas de lava (rojo); se evidencian bien las cretas de presión. Se dibuja el borde morfológico controversial (en azul), interpretado como un borde de caldera (Melson y Sáenz, 1968, Sáenz, 1971; Bergoeing, 1978, 1998, 2007, 2009), una falla normal (Bravo, 1982), un contacto litológico (Borgia et al., 1988), o una falla inversa al intersecar una falla de rumbo dextral con una topografía (Alvarado, 2003). Fotografía aérea IGN, 4 de setiembre, 1971).

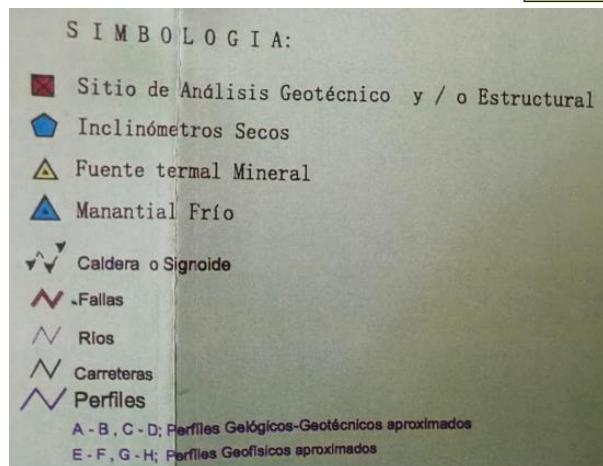
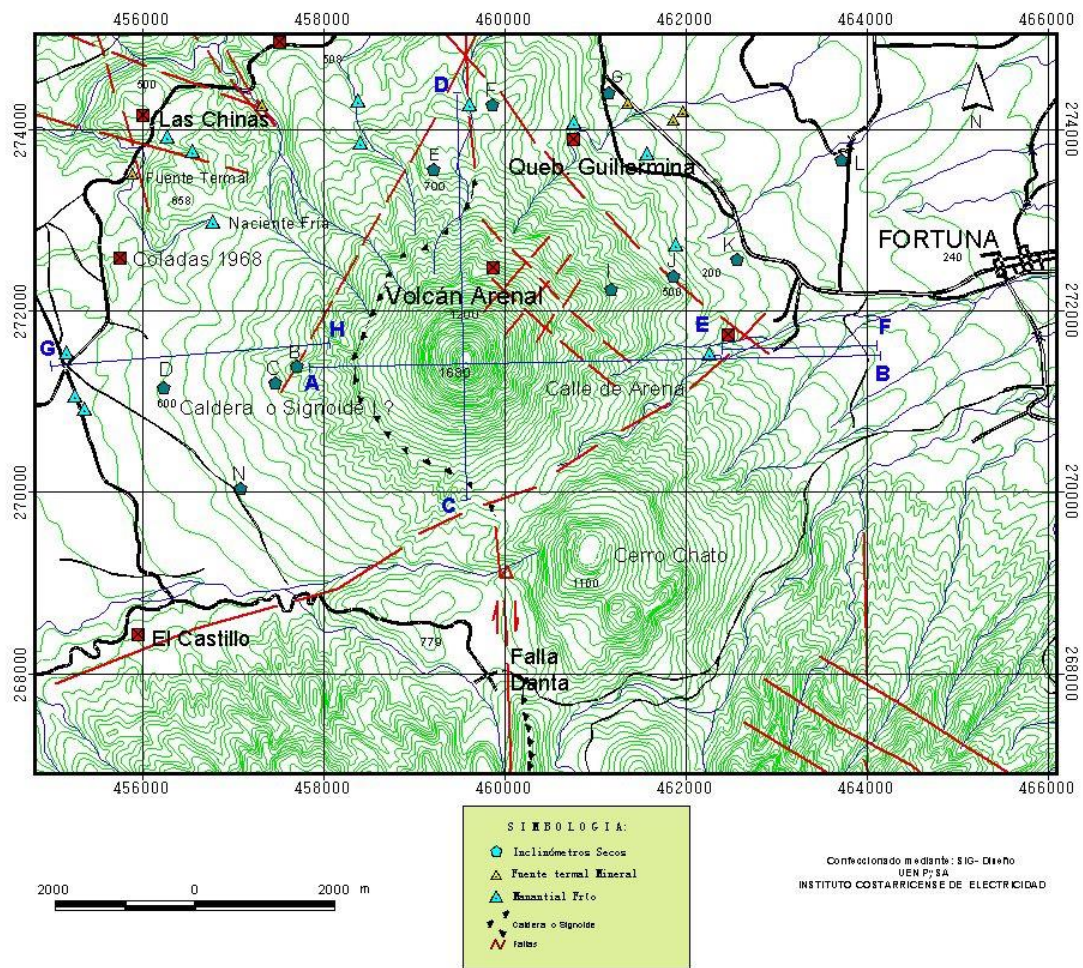


Fig. 3.36: Volcán Arenal con los lineamientos estructurales principales, asociados con fallas y fracturas. La falla Danta es posiblemente activa, de rumbo N-S y tipo dextral con bloque caído al occidente. A la hora de intersectar y cortar el cono del Arenal, presenta una deflexión estructural cambiando a una posible falla inversa de bajo ángulo (sigmoide I), según el modelo propuesto por Alvarado (2003).

3.3.1 Geoforma volcánicas primarias

Corresponde con aquellas geoformas constructivas producto de la actividad volcánica, ya sea efusiva o explosiva.

3.3.1.1 Los conos volcánicos y sus cráteres

El cono del Arenal mostraba, antes de 1968, una espesa cubierta vegetal y poseía un único cráter en su cima, que tenía actividad fumarólica. El cráter cuspidal del Arenal (conocido como cráter “D”) era en 1959 de unos 300 m de diámetro y su profundidad variaba entre 15 m y 60 m. Poseía muchas fumarolas, tanto dentro del cráter como en su periferia, con temperaturas entre 56°C y 110 °C, además de un intracráter en su sector SE (Monestel, 1979; Alvarado, 2021).

A partir de 1968, el volcán entró en actividad eruptiva; se formaron tres nuevos cráteres de explosión en su flanco W, orientados en dirección E-W: el cráter “A” o “Melson”, aproximadamente a 1060 m s. n. m. y con una dimensión mayor que la de los demás; el cráter “B” a 1170 m s. n. m., el más pequeño y, finalmente, el cráter “C” a 1460 m s. n. m., con dimensiones intermedias respecto a los otros dos. El cuarto y último es el cráter “D”, a 1633 m s. n. m., que como se dijo, antecede a los demás (Melson y Sáenz, 1968; van der Bilt et al., 1976; Bennett y Raccichini, 1977). En la actualidad, solamente existen los cráteres “C” y “D”. (Fig. 3.37 y 3.38). El cráter A estuvo activo desde 1968 a 1973. Desde 1974 al 2010, el cono C creció 295 m a una velocidad de entre 4.5 y 9 m/año; teniendo un promedio de unos 4 m/año desde 1998 al 2005 (Hofton et al., 2006). Para 1987 el cono C era unos 50 m más bajo que el cono D, pero ya para 1996 ambos poseían aproximadamente la misma elevación y para setiembre del 2000 el C era unos 20 m más alto que el D (Cole et al., 2005). El cráter C en algunos momentos tuvo dos o varios focos de salida, o incluso la formación de cúpulas de lava (domos), posee en la actualidad una forma elipsoidal de 130 m de largo por 80 m de ancho, representado por dos depresiones intracratéricas con una profundidad máxima de tan solo unos 10 m (Fig. 3.39 y 3.40).

El volcán Arenal (*ca.* 1755 m s. n. m.) se eleva 1.1 km sobre el terreno circundante y posee un área es de 33 km² para un volumen de unos 9 km³. Posee una forma cónica perfecta si se le mira desde La Fortuna o desde el lago de Arenal, pero bicéfala si se le mira desde el N o el S, debido al crecimiento de un nuevo cono sobre el flanco de cono precedente. Las pendientes generales del cono del Arenal varían entre 29° y 33° cerca de su cima, hasta 22°-25° en su falda inferior, aunque claramente en el pie de monte es mucho más baja.

En general, las evidencias geomorfológicas exponen claramente que el crecimiento del Arenal no fue simétrico, sino que debido a que los focos eruptivos variaban en su posición y, por consiguiente, la salida de las coladas de lava tomó direcciones diferentes, por lo que el edificio se construyó de una forma no tan simétrica, aunque a la distancia posea una forma cónica típica de un estratovolcán en función del lado desde donde se le mire (Fig. 3.41 y 3.42).

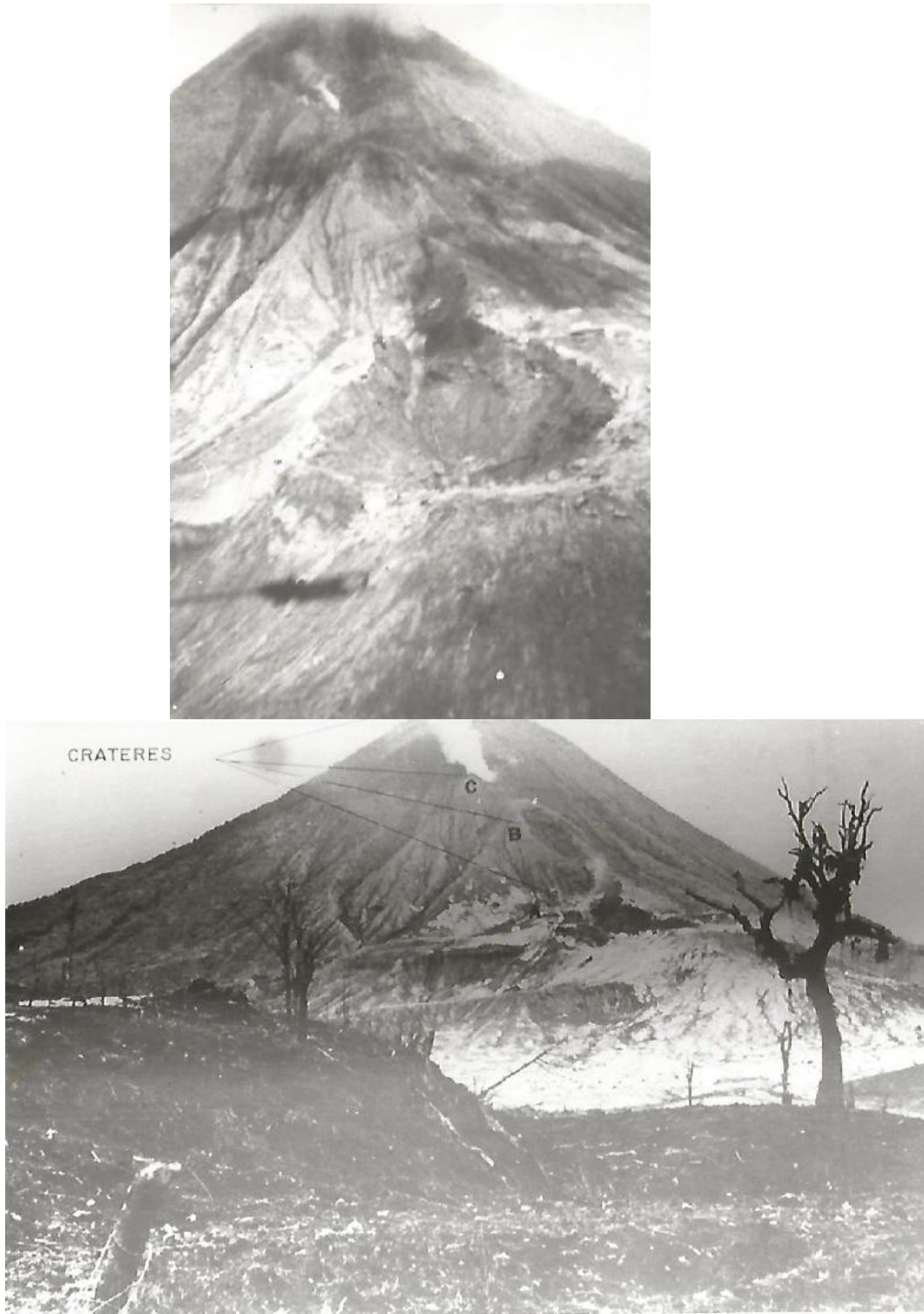


Fig. 3.37: Vista del flanco occidental del Arenal donde se observan los tres cráteres nuevos formado entre el 29 y 31 de julio de 1968 (cráteres A, B y C) y el ya existente cráter D en la cima (arriba, fotografía de los archivos del ICE y debajo de Melson y Sáenz, 1968).

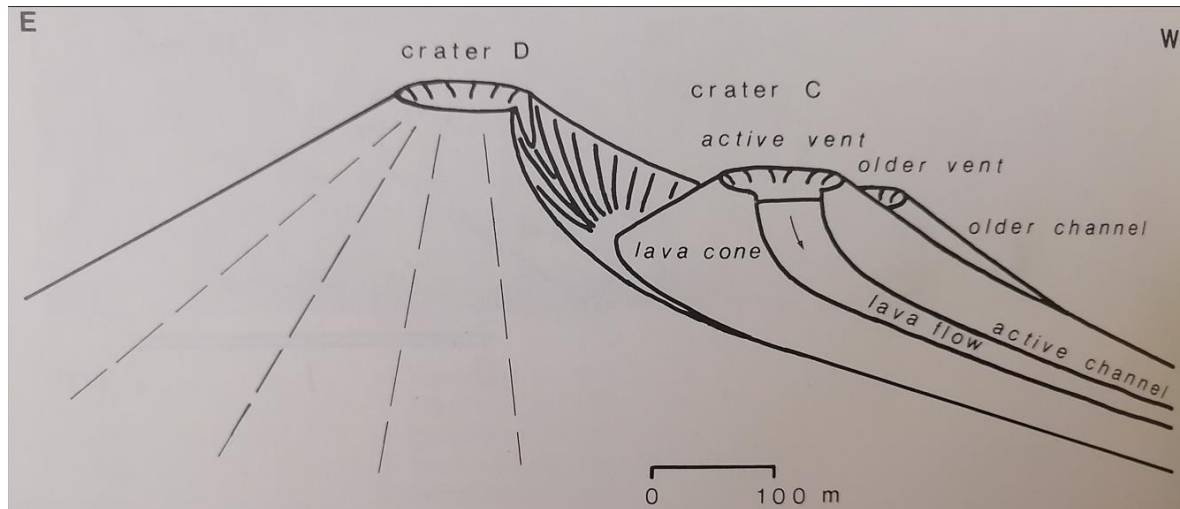


Fig. 3.38: En la parte superior, un esquema de cima del Arenal (enero-marzo, 1983) con el cráter antiguo (D) y el cráter que estuvo activo (C), así como la salida de coladas de lava (tomado de Borgia y Linneman, 1990). Abajo, perfil del volcán Arenal (aproximadamente finales de 1993), donde se observa con claridad el muro natural desarrollado por una colada de lava que salió del cráter cuspidal y que muestra una depresión central limitada por los *levees*.

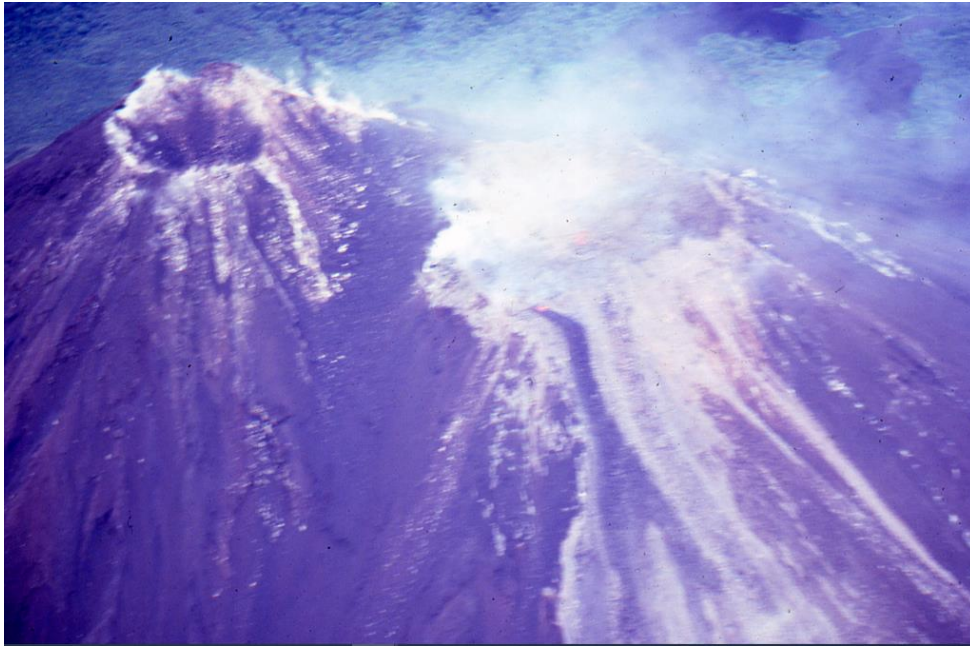


Fig. 3.39: Cima del Arenal. Arriba se observa el cráter C desde donde se vierte una pequeña colada de lava (color oscuro) con unas pocas horas de haberse formado, y el cráter D o superior. En ese entonces el cono C estaba más bajo que el D (fotografía del primer autor en febrero de 1987). Abajo, la fotografía muestra una situación contraria (18 de diciembre del 2005), donde el cono C ya había superado al D, con el desarrollo de estructuras dómicas (cúpulas de lava), y coladas de lava que cubren parcialmente el antiguo cono D, ubicado más abajo a la derecha de la fotografía (cortesía de Federico Chavarría K.).

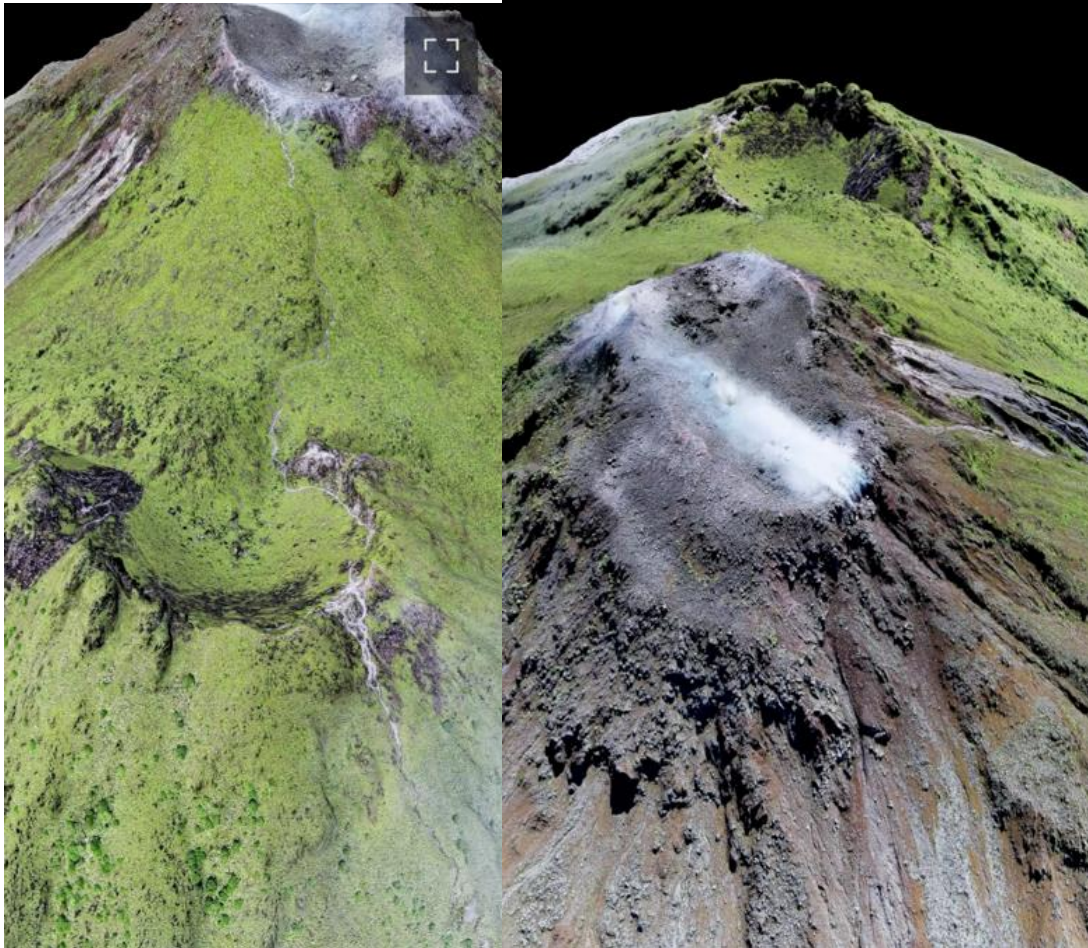


Fig. 3.40: Estado actual (finales del 2022) de los cráteres C y D (imágenes de José Sibaja). A la derecha, en primer plano el cráter D vegetado, donde se observa el sendero utilizado por los andinistas ilegales y al fondo el cono C. A la izquierda, en primer plano, el cono C con sus dos subfocos cuspidales (uno con copiosa salida de gases con respecto al otro), y al fondo, topográficamente más abajo, el cono D.

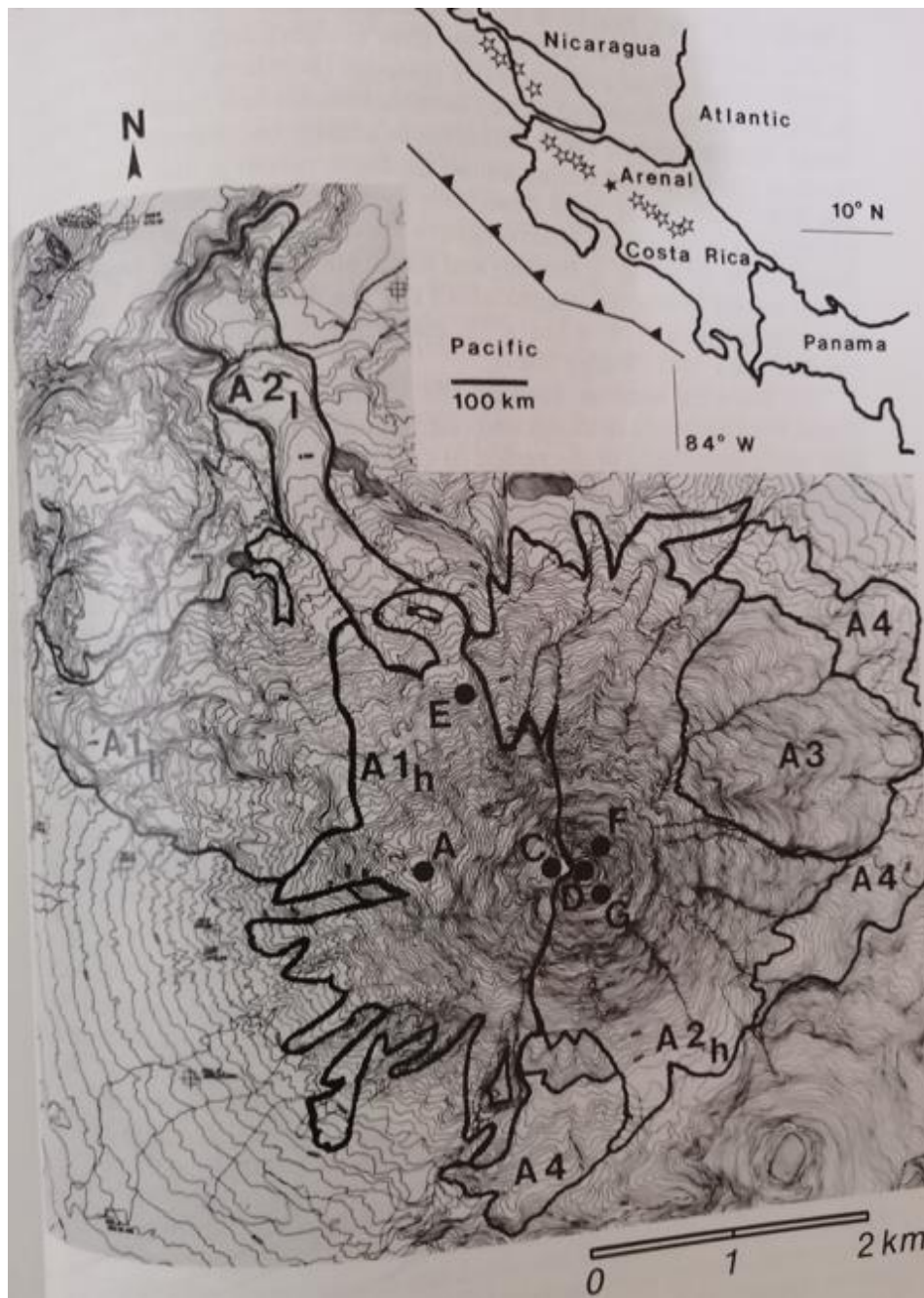


Fig. 3.41: Mapa topográfico del Arenal con la distribución de los campos de coladas de lava y la ubicación de los cráteres propuestos (Borgia y Linneman, 1990). En este mapa no se muestra que cráter B, dado que en ese momento dichos autores dudaban de su existencia.

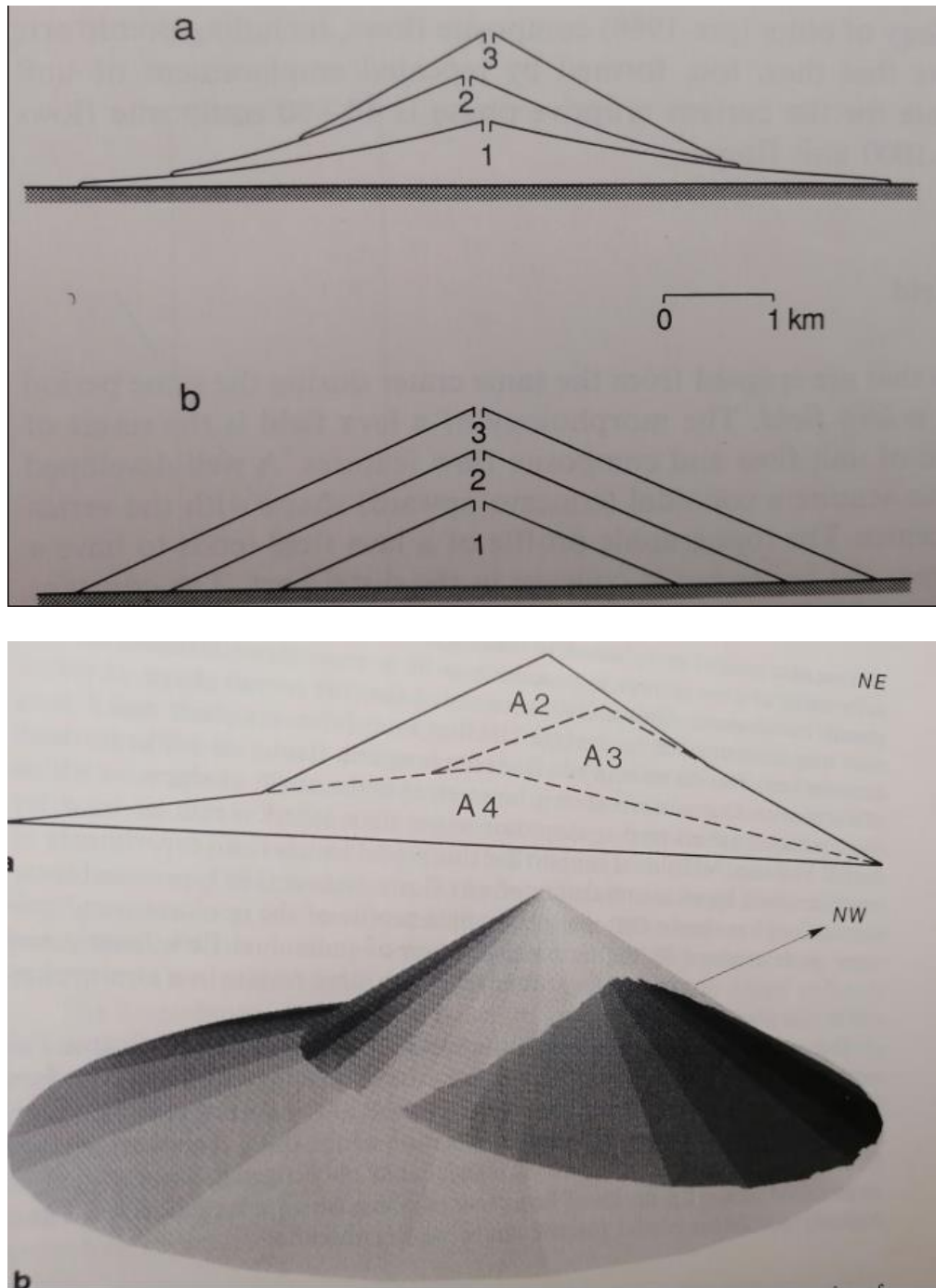


Fig. 3.42: Arriba, dos modelos de construcción de un estratovolcán. En *a* con salida variable de los focos eruptivos, mientras que en *b* con un crecimiento totalmente simétrico. El Arenal se creó según el modo *a* o superior (tomado de Borgia y Linneman, 1990). Abajo, el modelo 3D con computadora de los tres campos de lava: ARL2 (=A4), ARL3 (=A3), ARL4 (A2). Para detalles de los campos de lava del Arenal, ver el apartado que sigue.

El volcán Chato (*ca.* 1140 m s. n. m.) forma parte de un sistema hermanable con el Arenal, que se localiza al NNW, consiste en un cono volcánico truncado con un área de unos 12 km². En su parte superior presenta un cráter de explosión de 500-550 m de diámetro. Aloja un lago (1050 m s. n. m.) de forma oblonga, de unos 250 m en sentido N-S, 150 m en E-W (4.8 ha) y una profundidad máxima de 18.8 m, pero en general es de unos 15 m (Fig. 3.43). Su grado de acidez (pH) varía entre 3.3 y 6.0 en función del tiempo y de la profundidad, mientras que su temperatura es la del ambiente, en esa localidad de unos 19 °C (Umaña y Jiménez, 1995). Dado que el Arenal ya casi no emite gases ácidos, resulta probable que el grado de acidez del lago cratérico del Chato sea alrededor de 6 en la actualidad. Este volcán presenta dos a tres conos (Healy, 1969; Bravo, 1982) que fueron interpretados como domos volcánicos, denominados Chatito y Espina (Borgia et al., 1988). La Espina fue protagonista de un vulcanismo extrusivo de lavas más viscosas que se solidificaron rápidamente alrededor de la boca eruptiva, desarrollando una cúpula de lava con laderas empinadas (Fig. 3.43).

Dos aspectos divergentes sobre la estructura volcánica del Chato se han mantenido abiertas. Sáenz (1977) observó una ruptura de pendiente en cono del Chato con un patrón de erosión más acusado en su parte media-inferior, por lo que propuso una estructura caldérica, idea que no fue apoyada en el trabajo de Borgia et al. (1988). Sin embargo, sí resulta evidente, no solo en las vistas panorámicas (Fig. 3.43), sino además en las curvas de nivel en los mapas topográficos. No debe de corresponder con una caldera, pero sí con un crecimiento secundario del actual lago cratérico sobre una estructura volcánica ligeramente más antigua.

Otro punto de discordia geomorfológica es que Borgia et al. (1988) interpretó los conos secundarios mencionados por Healy (1969), Bravo (1982) y Alvarado (1984, p. 25) como domos. El cerro informalmente denominado La Espina sí es un domo, pero el Chatito presenta evidencias de un cráter en las fotografías aéreas, en las imágenes *Google Earth*, como en el nuevo detalle topográfico (Fig. 3.44). Además, en el campo no presenta predominancia de coladas de lava como sí ocurre con La Espina.

El análisis petrográfico y geoquímico de algunas muestras de lava dio como resultado andesitas basálticas y andesitas piroxénicas, con basaltos subordinados en la secuencia volcánica (Borgia et al., 1988; Malavassi, 1991). La erosión fluvial de una de estas coladas de lava, con una edad de 48 000 años, se tradujo en la cascada del río Fortuna, de unos 60 m de altura. Una colada de lava similar se ubica bajo el puente sobre el río Fortuna, en la que los bañistas usan las pozas formadas por la erosión en dichas coladas de lava. La edad de esa lava se remonta a 46 000 años (Alvarado y Gans, 2012).

No se ha registrado actividad volcánica alguna desde tiempos de la Conquista y la Colonia y no presenta fumarolas ni aguas termales en sus vecindades. La última actividad del volcán Chato (Borgia et al., 1988; Soto y Alvarado, 2006) se remonta a unos 3800 años atrás con las nuevas edades calibradas. La actividad más antigua hasta ahora datada es de unos 48 000 años (Alvarado y Gans, 2012), por lo que el Chato podría tener 50 000 años o más. Los procesos sísmicos precedentes a las erupciones explosivas de 1968 indican la íntima relación entre este volcán y el Arenal. Los epicentros de los temblores volcánicos estuvieron, en su mayoría, localizados en un área alrededor del Chato (Minakami et al., 1969).



Fig. 3.43: Arriba a la izquierda, el lago craterico del Chato; abajo a la derecha, cono del Chato con sus estructuras parásitas, La Espina y Chatito. Se observa que cráter y cono del lago craterico posee una ruptura de pendiente notoria en el sector derecho de la fotografía. Esta estructura fue interpretada como un cono antiguo por Sáenz (1977), aunque Borgia et al. (1988) no tomaron dicha postura, aunque sí resulta notoria en la topografía.

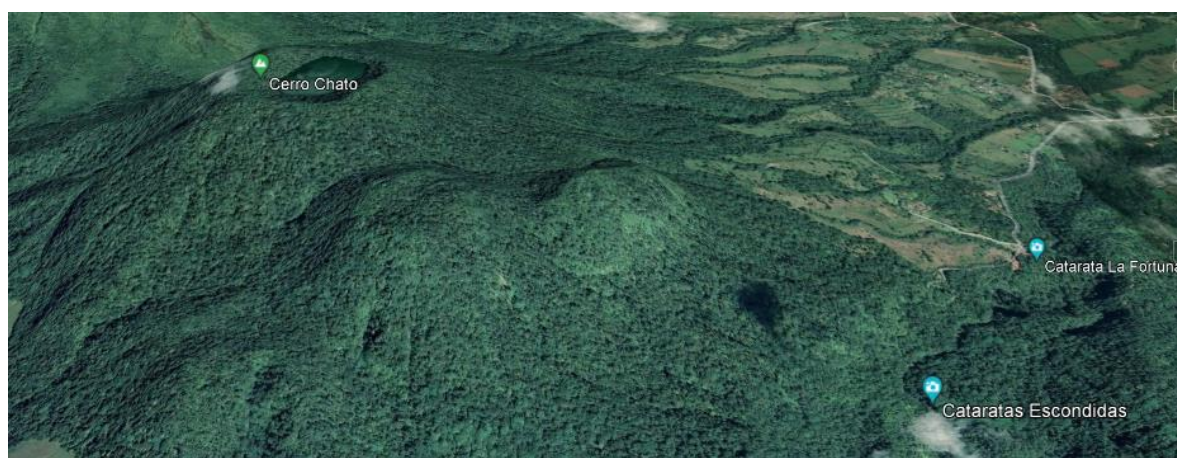
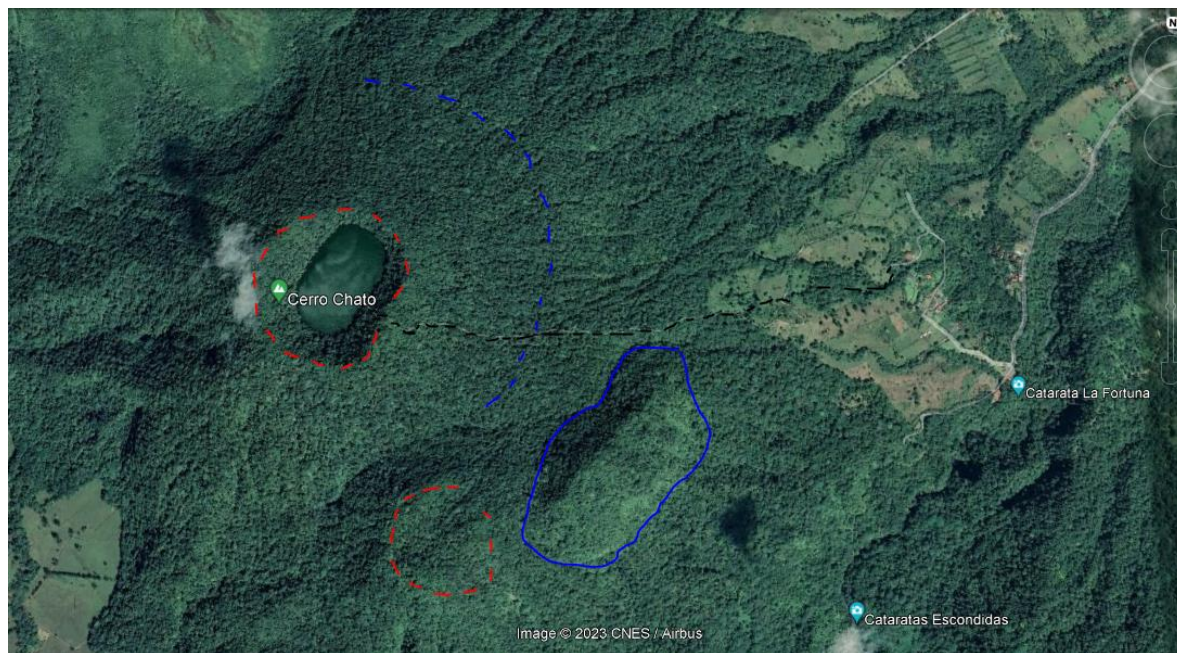


Fig. 3.44: Imagen *Google Earth* en planta y tridimensional de bajo ángulo. El trazo segmentado en rojo muestra el cráter del Chato y el posible cráter del cono satélite del Chatito. En trazo azul continuo, el domo La Espina, mientras que el trazo segmentado, el cambio de pendiente y del grado de erosión del cono superior del Chato con respecto a su parte media-inferior (ver también Fig. 3.43).

3.2.1.2 Campos de coladas de lava

Las lavas del Arenal sobreyacen discordantemente a las vulcanitas del Plioceno y Pleistoceno no diferenciadas y las lavas del volcán Chato. Como ya se vio en el apartado petrográfico previo, las coladas del Arenal son, en su mayoría, andesitas basálticas en bloques y han sido divididas por Borgia et al. (1988) en cinco subunidades estratigráficas, de más joven a más antigua: A1, A2, A3, A4 y LA (*Lower Arenal*). Posteriormente, fueron rebautizados por Soto y Alvarado (2006) como: ARL1 (=LA), ARL2 (=A4), ARL3 (=A3), ARL4 (A2) y ARL5 (=A1). El próximo período efusivo correspondería entonces con el ARL6. Ver figuras 3.41 y 3.42.

Los reducidos afloramientos de las lavas ARL1, las más antiguas aflorantes, observados al pie del edificio volcánico, no solo no permiten ninguna correlación estratigráfica, aunque se asumen como el ciclo lávico más antiguo del volcán, anterior a ET-9, sino que geomorfológicamente no posee expresión alguna.

Las coladas de lava ARL2 y ARL3 (A4 y A3, respectivamente) fueron erupcionadas por cráteres centrales cuspidales (sepultados luego por las lavas ARL4h), ubicados de modo inferido cerca de la posición del cráter D, pero a menor altura (ver Borgia y Lineman, 1990).

Morfológicamente, ARL2 se ubica al pie del volcán y con excepción de un montículo con forma de meseta (Fig. 3.45), no poseen una morfología propia de coladas de lava, en buena parte debido a que fueron cubiertas por varios metros de productos volcánicos explosivos (tefras) y por depósitos fluviales y lahares (depósitos hiperconcentrados y flujos de escombros). Muy posiblemente las lavas del campo ARL2 se extienden más allá de lo mapeado por Borgia et al. (1988), dado que justo en donde quedan los balnearios turísticos de Baldi, Los Laureles y Ecotermas del Bosque se observa una morfología ligeramente convexa y en algunos sectores muy localizados afloran coladas de lava. Entonces, el campo de lavas ARL2 estaría cubierto por los productos sedimentarios y explosivos del volcán (Fig. 3.46). Justamente, en el montículo citado, las ARL2 fueron observadas en un corte excavado (sección 59), subyaciendo a ET-8, por lo que se sabe que fueron erupcionadas antes del año 330 A.C., probablemente después del evento explosivo de ET-9.

La edad de ARL3 (A3) y su correlación con niveles guía no son claras con seguridad, sin embargo, en una trinchera excavada (coordenadas 272,2N-4621 5E), las lavas están sobreyacidas por la secuencia de tefras de ET-6 y más jóvenes. Con esto, se confirma que fueron erupcionadas previo al evento explosivo de ET-6 y se asume que fueron emplazadas después del evento explosivo que se depositó ET-7. El campo de lavas ARL3 se distingue muy bien desde Z-13 o el cementerio de La Fortuna como una parte del flanco del volcán cubierto de un bosque bien desarrollado, con una morfología triangular, por estar lateralmente cubierto por las coladas de lava posteriores relacionadas con el campo ARL4 (Fig. 3.45).



Fig. 3.45: En rayas negras discontinuas, las coladas de lava asociadas con ARL2. En rojo las coladas de lava ARL3 (forma de triángulo, parte del flanco del edificio volcánico antiguo), mientras que en azul las lavas históricas o ARL 5, las cuales cubren parcialmente a las coladas ARL4, que son las que conformaron el cono viejo pre-1968 y con un desarrollo de vegetación secundaria.

El campo de lavas ARL4 (=A2) se dividen en dos grupos: ARL4h y ARL4l. Las ARL4l fueron eruptadas desde un presunto cráter E (Fig. 3.41), cuya posición es inferida por Borgia et al. (1988) en la parte media alta del cauce de Tabacón. Las coladas ARL4l se distingue por ser una colada larga, espesa y ancha que corrió al actual río Tabacón y llegó hasta el río Arenal, represando las aguas de una quebrada, originando el lago La Palma. Las ARL4h fueron eruptadas desde el cráter D y forman la parte alta del edificio oriental pre-1968. Se distingue bien por ser coladas cortas, delgadas y angostas todavía con las estructuras de flujo propias de un derrame lávico (malecones laterales y la depresión central). Tales autores sugieren que estas lavas pueden haber sido eruptadas en los siglos XVII-XVIII. La correlación estratigráfica con los niveles guía sugiere que este ciclo lávico podría ser posterior al evento del año 1525 d.C.

El campo de coladas ARL5 (=A1) es el histórico que se ha dividido en dos grupos ARL5h: (h: *high*, por ser eruptadas desde un punto más alto y estar en una posición topográfica más alta) y ARL5l (l: *low*, por haber sido eruptadas desde un cráter más bajo y estar en una posición topográfica más baja). Las lavas ARL5h son la más nuevas, y fueron eruptadas desde el cráter C desde 1974 hasta el 2010. Las lavas de ARL5l fueron eruptadas desde el cráter A entre 1968 y 1973, el cual está hoy sepultado por los flujos lávicos de ARL5h. En total, ambas comprenden unos 0.6 km³ de material. La vegetación ha ido colonizando paulatinamente las lavas más antiguas con mayor agresividad y desarrollo que las coladas más recientes.

Las coladas de lava del Arenal, que aún mantienen una expresión morfológica preservada, se logran distinguir no solo la lengua de lava, sino su depresión central y los muros laterales (malecones o *levees*), así como las grietas de presión generadas durante su avance (Fig.). En general se propone, que las lenguas de lava más gruesas (anchas, espesas) y extensas suelen corresponder con aquellas eruptadas en las etapas iniciales de cada nueva fase eruptiva desde un cráter inferior (cráter prehistóricos E y el histórico A), mientras que las coladas de lavas más delgadas (angostas y poco espesas) y de relativa corta extensión, suelen haber sido eruptadas de cráteres cuspidales (el cráter prehistórico D y el histórico C).

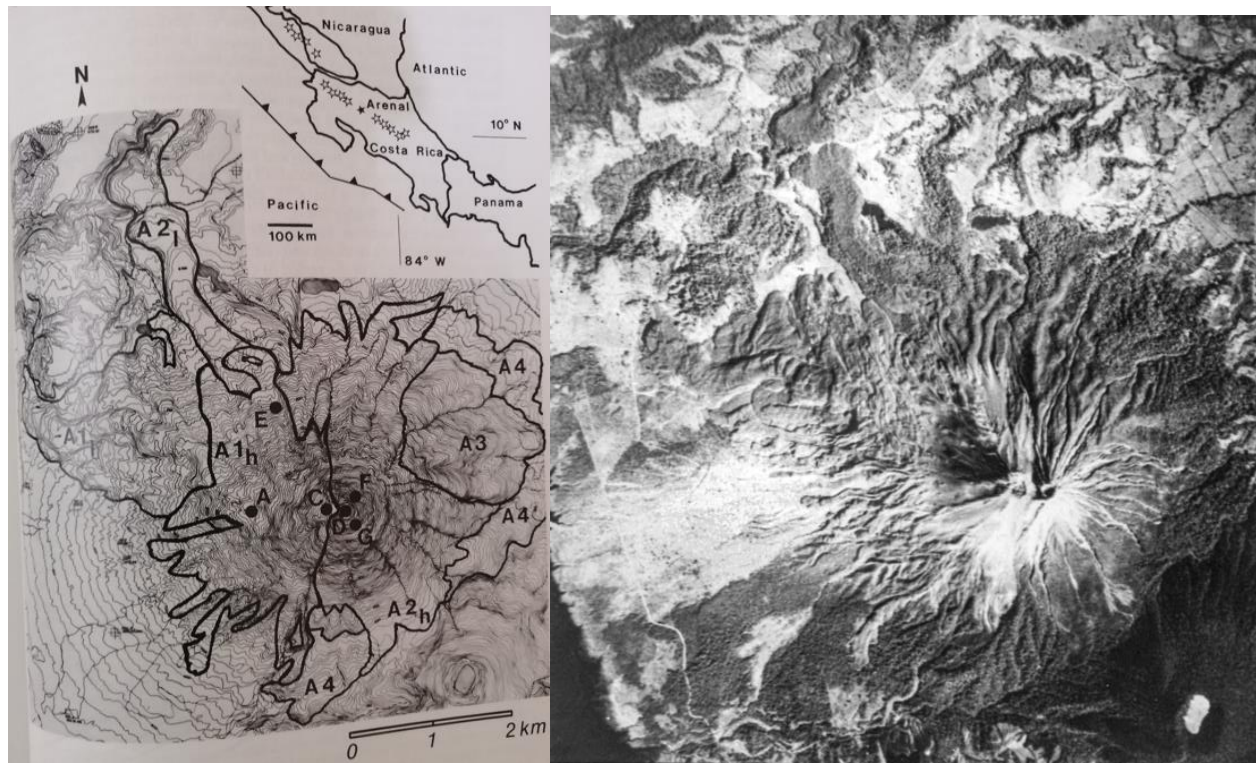


Fig. 3.46: Fotografía aérea del IGN (20 de enero 1988) donde se observa bien las rugosidades y lenguas relacionadas con las coladas de lava. Se pueden comparar con los campos de lava delimitados por Borgia y Linneman (1990). La parte más vegetada en el momento de la fotografía corresponde con los campos de coladas prehistóricas.

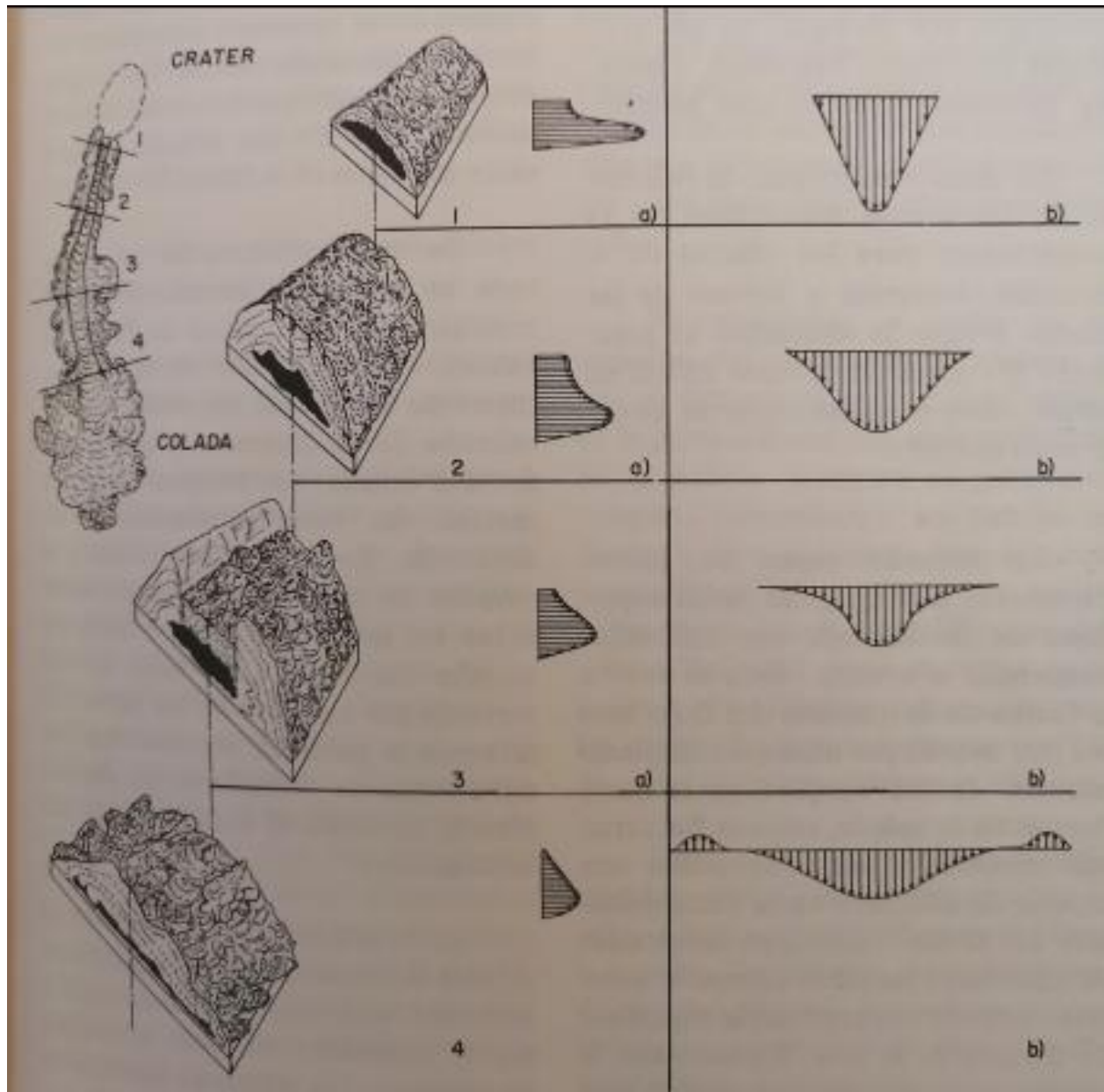


Fig. 3.47: Esquema de la estructura y dinámica de una colada del Arenal. Se presentan secciones transversales al flujo, donde se observa el paulatino desarrollo de la depresión central o canal de escorrentía, los malecones laterales (*levees*) y las crestas de presión (arrugas curvadas) indicando la dirección del flujo (Bennett y Raccichini, 1977).

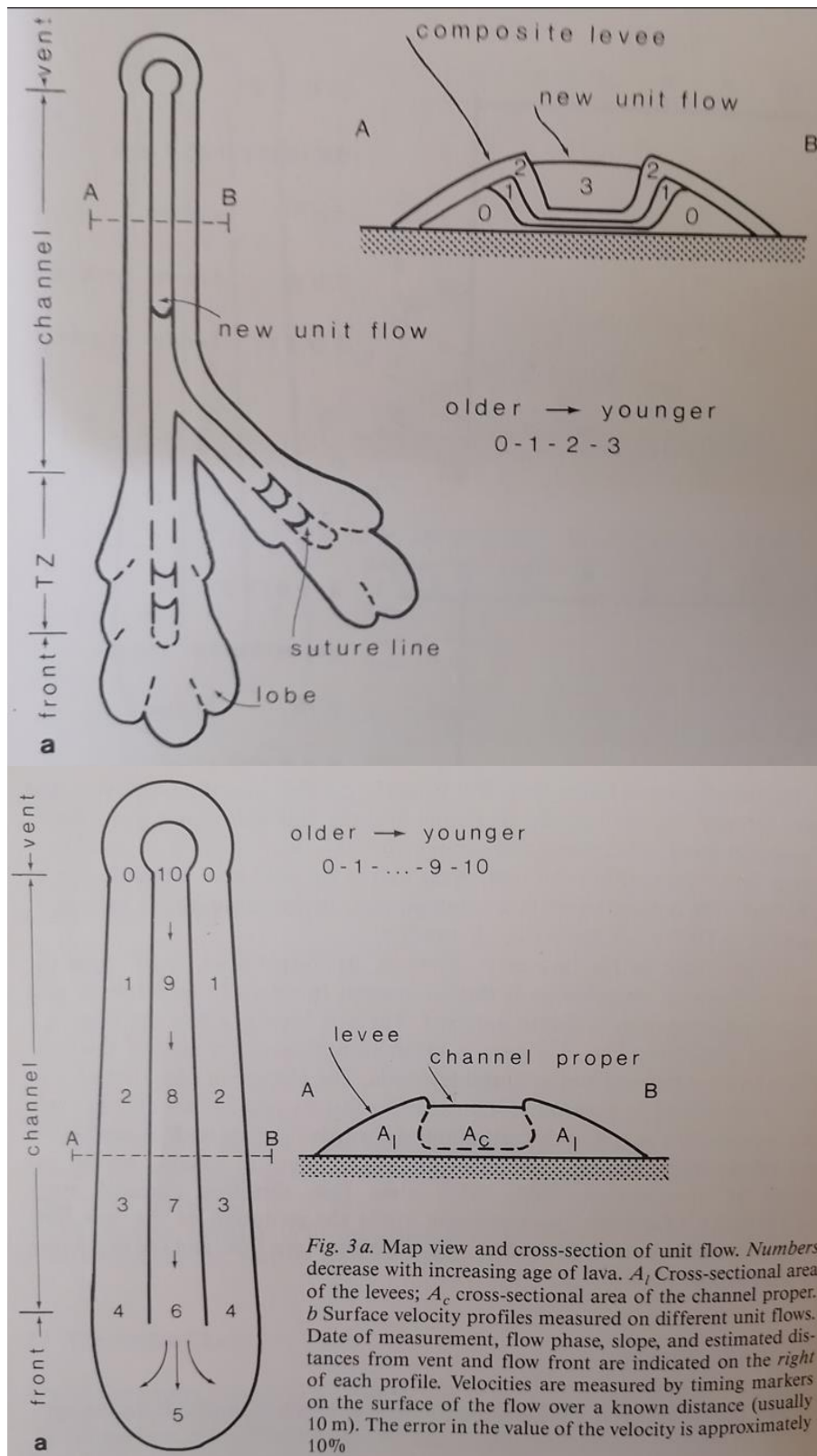


Fig. 3.48: Evolución morfológica y cronológica de las coladas de lava mediante unidades de flujo, levee compuesto y lóbulos Borgia y Linneman (1990).

Existen pequeños lagos en el Arenal con nombres diversos no oficiales. La mayoría de los lagos corresponden con represamiento de alguna quebrada por las coladas de lava. La Palma (hoy día conocida por los neocolonos como Los Lirios; para algunos pocos Tortuga) se formó al cerrar el cauce de una quebrada por la colada de lava prehistórica denominada Tabacón (Fig. 3.49). El lago Cedeño (más conocido hoy como Los Lagos, conocido también como El Congo o Los Juncos), se interpreta como el resultado del borde de un valle antiguo que sirve de contrafuerte contra los productos explosivos y efusivos del crecimiento del Arenal (Fig. 3.50). Los lagos llamados originalmente La Palma y Cedeño (nombres informales dados en la década de 1970) ya existían antes de la erupción de 1968, mientras que los otros tres laguitos más pequeños, se originaron en años posteriores.



Fig. 3.49: Pequeños lagos (trazo azul) en el flanco NW y N del Arenal (el término laguna en geología está más relacionado con medios litorales marinos). Estos pequeños represamientos de agua poseen nombres locales diversos que han variado en el tiempo. De izquierda a derecha: 1: Los Patos (Poza Verde, lago 1968), 2: ?, 3: Laguna Verde (Tabacón), 4: Los Lirios (La Palma, La Tortuga), 5: Los Lagos (Cedeño, El Congo, Los Juncos). Los lagos de mayor tamaño, La Palma y Cedeño, ya existían antes de 1968; los otros laguitos son de formación más reciente, pos-1968. En tazo rojo, la extensión aproximada de las coladas de lava prehistóricas e históricas.

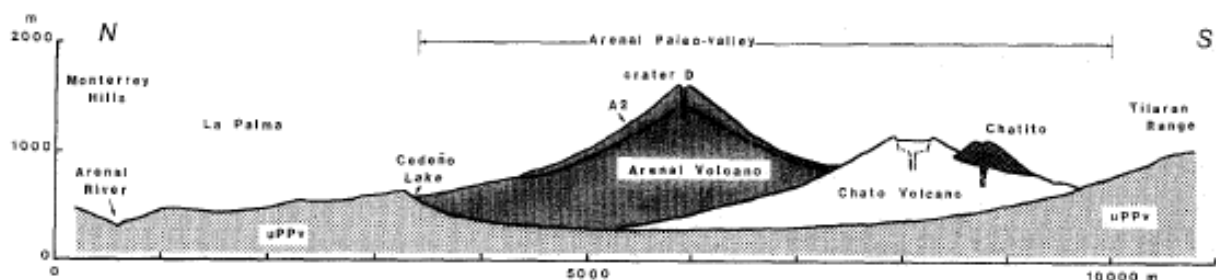


Fig. 3.50: Se propone que los volcanes Chato y Arenal crecieron sobre el paleovalle del río Arenal. Al crecer el Arenal, por último, desvió el río Arenal hacia el norte hasta su presente cauce. El lago Cedeño es producto de un represamiento entre parte del valle del relieve antiguo con el crecimiento del edificio del Arenal (Borgia et al., 1988).

3.3.2 Geformas denudacionales

Al ser el volcán Arenal un volcán geológicamente muy joven, las estructuras acusadas y profundas de erosión no se dejan entrever, aunque si las hay producto de la erosión en regueros e incluso cárcavas y barrancos. Estos barrancos ya estaban presentes previo al período eruptivo y durante las primeras décadas de finales de siglo pasado en el flanco oriental, que corresponde con el cono antiguo.

Con el activar eruptivo de 1968 al 2010, se dieron por un lado procesos constructivos (coladas de lava y abanicos de piroclastos y de escombros rocosos) y erosivos muy activos, desarrollándose la citada erosión en regueros, las cárcavas y los barrancos. Ambos procesos (erosión y resedimentación) se mantienen activos hasta el día de hoy, particularmente en los flancos nórdico y occidental y, en menor grado, en el austral y oriental.

3.3.2.1 Planéze

Al ser las coladas de lava en bloques bastantes permeables, desfavorecen o se les dificulta la escorrentía superficial, pero a su vez, por ser granulares, favorecen la erosión en sectores de elevadas pendientes ($> 20^\circ$), por lo que muchas veces se desarrollan cárcavas y barrancos. Esta erosión favorece que se erosione las coladas de lava generando estructuras triangulares relictas, cuyo ápice apunta hacia la cima y la base hacia el pie de monte. Se les llama *planéze* a este tipo de morfología triangular erosiva, que es incipiente en el Arenal (Fig. 3.51 y 3.52), mientras que otros volcanes, suelen ser los restos esqueléticos de un estado más avanzado de erosión.

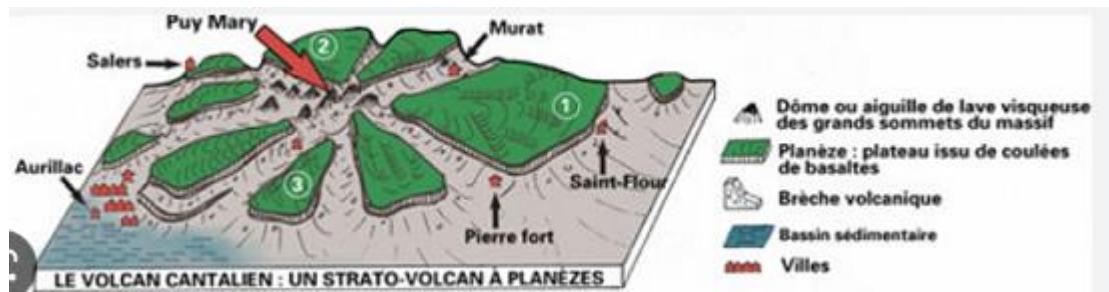


Fig. 3.51: Bloque diagrama del volcán Cantalieu (Francia), el volcán más grande de Europa que estuvo activo durante entre 13 y 3 millones de años. Se observa la erosión intensa del antiguo volcán con las mesetas con un ápice apuntando hacia donde quedaba el foco eruptivo central y con una ligera inclinación hacia el exterior, delimitadas por amplios y profundos valles; esta morfología es la que se denomina *planézes* (https://www.geocaching.com/geocache/GC7BA8D_rocher-de-laval-paleolac-de-lave).

3.3.3 Geoformas volcano-sedimentarias

La disgregación mecánica de los productos volcánicos (derrumbes de las coladas de lava y de depósitos de flujos de bloques y cenizas), sumado a los productos balísticos y cenizas de caída previos al 2010, con su consiguiente erosión y depositación en las faldas, desarrollaron mantos de productos lávicos gruesos angulosos, pobremente seleccionados, que recubren parcialmente las coladas de lava con una pendiente muy acusada de entre 20° y 30°. Se reconoce por su topografía suave pero muy inclinada, con un patrón de drenaje incipiente anastomosado, pero posteriormente, conforme la erosión profundiza, se generan cárcavas y barrancos, con un patrón más radial (Fig. 3.53).

Suelen estar constituidos por bloques de lava de tamaño decimétricos hasta métrico en una matriz arenosa. Estos depósitos están muy engrosados (decenas de m) en la parte media del cono, típicamente entre 1 y 2 km de distancia del cráter activo, y suelen ser heterogéneos, facial y granulométricamente (Soto, 2008). Estos abanicos de escombros tapizan en varios sectores las coladas de lava y poseen diferente desarrollo vegetal en función de su edad. Constituyen hoy día, el proceso erosivo predominante en el Arenal, el cual genera cambios notorios en la morfología de las faldas del volcán. En el piedemonte del Arenal la topografía es plana con una ligera inclinación hacia el río Arenal con algunos bloques aislados de lava, conformada por abanicos complejos compuestos de sedimentos volcánicos (depósitos de lahares y sedimentos aluviales), así como por depósitos piroclásticos (depósitos de caída y localmente flujos piroclásticos) y avalanchas de escombros volcánicos, tanto antiguos como recientes. El poblado reciente de Z-13 está desarrollado justamente sobre estos depósitos, lo mismo que la mayoría de los balnearios.

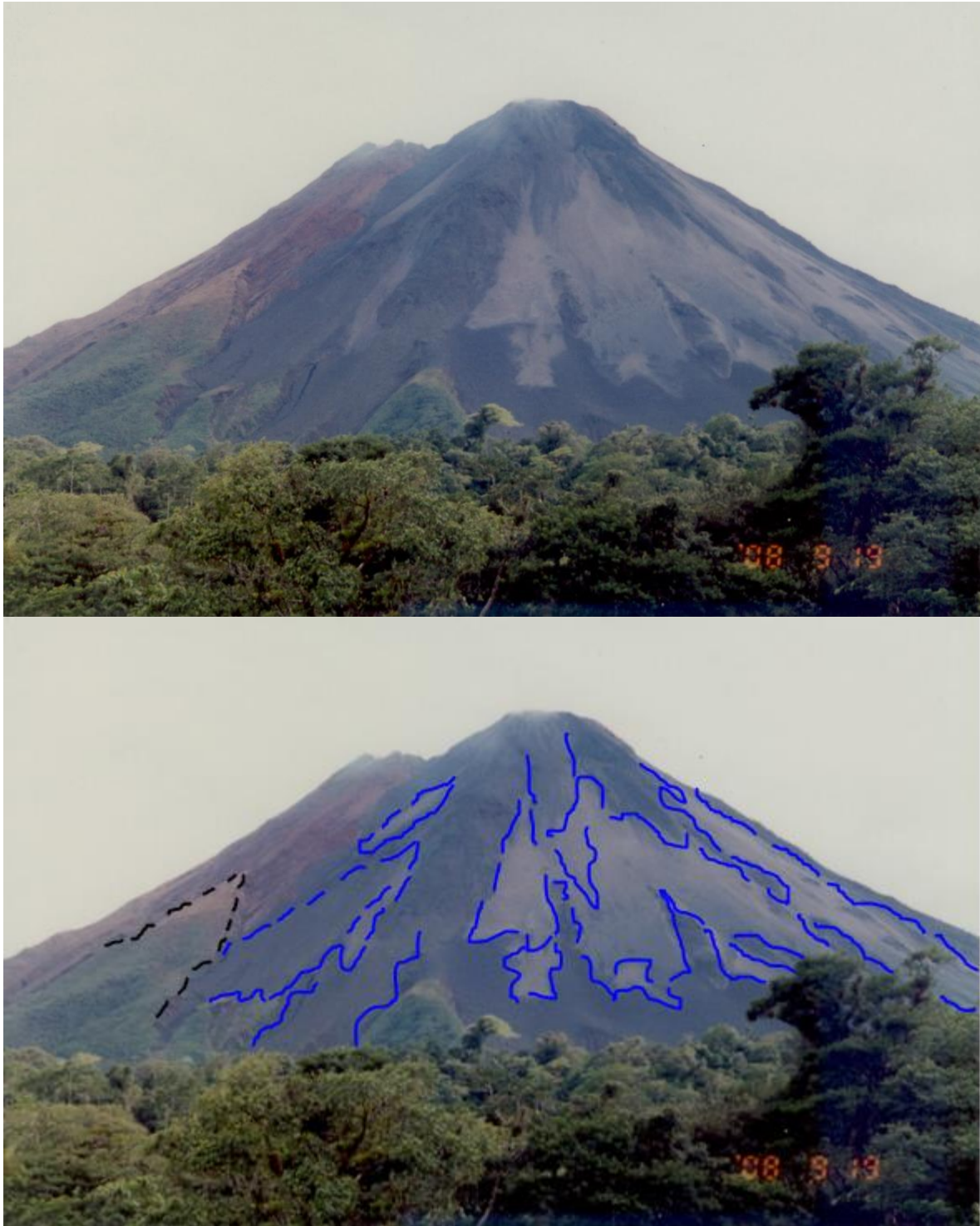


Fig. 3.52: Se observa en trazo segmentado de negro, parte de una estructura de *planéze* y en azul los diferentes abanicos de escombros rocosos, donde entre más claro sea el color, más reciente es el depósito y viceversa, entre más oscuro y cubierto de vegetación, más antiguo, aunque claramente todos son recientes, posteriores de 1990.



Fig. 3.53: Flanco norte del Arenal donde se observa el manto de derrubios blocosos y arenosos que cubren las coladas de lava, producto de la erosión de los productos clásticos del volcán (coladas de lava en bloques y depósitos de piroclastos). Genera un patrón de drenaje anastomosado y radial con el desarrollo de cárcavas y barrancos.



Fig. 3.54: Flanco occidental del Arenal (1994) con una morfología suave dejada por depósitos piroclásticos prehistóricos (arriba), pero cortado en su momento por un barranco, mientras que abajo se muestra los depósitos explosivos de 1968, con cierto grado de retrabajo superficial. Hoy día, estos sectores están cubiertos de una vegetación secundaria muy cerrada y el barranco de arriba fue ocupado por una colada de lava en julio de 1995.

3.3.4 Geoformas neotectónicas

Según las dataciones de radiocarbono, hace unos 20 000 años existía ya el lago de Arenal, ocupando el espacio de la depresión tectónica o graben de Arenal (Umaña et al., 1972; Madrigal y Rojas, 1980), quizá a raíz de la formación del volcán Chato, que pudo cerrar el paso a las aguas. Dicho lago se drenó de modo natural hace algunos cientos o miles de años, originando el lago pantanoso de Arenal, que existía hasta hace varias décadas. Con la construcción de la represa de Sangregado, que forma parte del complejo hidroeléctrico Arenal, se retornó a la condición que posiblemente imperaba en el pasado, con el establecimiento del embalse o lago de Arenal.

Múltiples alineamientos estructurales han sido propuestos cortando el cono del Arenal por diversos autores, algunos coincidentes entre ellos con evidencias de campo, otros totalmente no coincidentes, por lo general con control de campo limitado, dado los escasos afloramientos y su continuidad espacial (ver Alvarado, 2003). La espesa cubierta vegetal dificulta aún más su reconocimiento. Para ello se utilizaron criterios variados, desde geofísicos (incluyendo sismológicos), morfoneotectónicos y evidencias de geología estructural en el campo.

Otra evidencia morfoneotectónica de primer orden es el alineamiento de focos eruptivos NNW-SSE establecido entre los domos Los Perdidos, el volcán Chato y sus focos eruptivos satelitales y el volcán Arenal, a lo largo de 7 km con un rumbo aproximado de N25°W (Fig. 3.55). Tal y como se dijo en apartados precedentes, esta zona de debilidad cortical ha estado activa al menos desde el Pleistoceno Superior, es decir en los últimos 100 000 años (Gillot et al., 1994).

Otros alineamientos estructurales o morfotectónicos de importancia son la estructura de falla arqueada N-S que tanta discusión en su interpretación ha dado cabida, y la formación de los tres nuevos cráteres con sentido E-W sobre el flanco occidental del Arenal durante la erupción de 1968. Ver discusión histórica y figuras de complemento en la introducción del presente apartado de Geomorfología 3.3. Hoy día, dichas estructuras están cubiertas por un espeso manto de coladas de lava, depósitos piroclásticos (principalmente flujos piroclásticos) y mantos de derrubios de bloques por derrubios.



Fig. 3.55: Fotografía de bajo ángulo, donde se observa perfectamente el alineamiento que existe entre el volcán Arenal al fondo, el lago cratérico del Chato y el cono Chatito, que junto con los domos Los Perdidos, establecen una zona de debilidad cortical con sentido NNW-SSE. Resalta en esta fotografía una depresión central muy sugestiva de cráter, que ya algunos autores lo habían considerado como tal (Healy, 1969; Bravo, 1982; Alvarado, 1984, p. 25), pero fue desestimado por Borgia et al. (1988). El nuevo levantamiento topográfico parece apoyar la forma cratérica. Fotografía anónima.

4. ACTIVIDAD ERUPTIVA HISTÓRICA

4.1 LOS PRIMEROS REPORTES POCO DOCUMENTADOS DURANTE SU COLONIZACIÓN

Aunque en varios trabajos se menciona que el Arenal estuvo inactivo por espacio de unos 450 años (Melson y Sáenz, 1968 y diversas referencias subsiguientes), probablemente el volcán aún se encontraba activo al momento del descubrimiento de América y quizá durante la Conquista, tal y como lo parecen evidenciar las dataciones de ^{14}C y correlaciones estratigráficas (Borgia et al., 1988; Soto y Alvarado, 2006; Alvarado y Soto, 2008), pero de ello no quedó nada en el registro escrito. De hecho, está claramente establecido con base en el registro de radiocarbono que amerindios malekus o guatusos (y sus predecesores) vivieron repetidamente los efectos de las erupciones del Arenal e incluso del Chato en los últimos miles de años, aunque su tradición oral y experiencias pasadas se fueron perdiendo en las páginas del tiempo. Se dice que ellos comentaban que allí, en la cima del Arenal, residía el dios Fuego (Quirós, 1954), mientras que otra leyenda (Montoya-Greenheck et al., 2005) habla de un cerro, donde se podría interpretar que en su cumbre existía un lago de lava: “esos muertos según la religión maleku van a un lugar horrible, el mencionado lago de fuego en el cielo... En ese lugar vive Oronhcafa (también conocido como Oronhcafi)”. Otros piensan que el nombre indígena del Arenal sería “Octequichia” (Ceruti, 2010).

En efecto, una leyenda sobre la creación de los malekus narra que debido a que los indios estaban pecando mucho entre ellos, los dioses les enviaron una serie de castigos con el fin de matarlos. Aunque puede ser interpretada como el resultado de un tornado, el colega Waldo Taylor piensa que también algunas de sus líneas se pueden interpretar más bien como el producto de una serie de eventos catastróficos: una gran erupción concomitante con terremotos y una tormenta tropical. Así, resultaría válido el interpretar que posiblemente las cenizas volcánicas y la tormenta llegaron a oscurecer el cielo por varios días, mientras que la destrucción de los árboles podría ser el resultado no solo de las inundaciones, sino de corrientes de densidad piroclástica; además, se puede aducir que en la cima del volcán había una poza de lava, tal y como se presentó en el reciente período eruptivo del Arenal:

Oronhcafa: De repente cayó una gran noche. No volvieron a ver las estrellas, ni la luna ni el sol. Al rato vino un gran viento, se escuchaba venir arrancando y arrancando árboles. Se los llevaba... Y vino un terremoto. La tierra se alzó y luego se hundió... Esos muertos según la religión maleku van a un lugar horrible, el mencionado lago de fuego en el cielo... En ese lugar vive Oronhcafa (también conocido como Oronhcafi), un monstruo enorme y horrendo, que devora a los condenados que llegan al cielo y luego los vomita y expele (Montoya-Greenheck et al., 2005)

Por ello, siendo un poco aventurado y nada conservador, uno podría pensar que el nombre del volcán Arenal, en tiempos prehispánicos, pudo perfectamente ser el cerro de Oronhcafa u Oronhcafi o cerro de Octequichia.

Por su parte, hay indicios no comprobados –y probablemente nunca se lleguen a verificar– que el volcán Arenal pudo tener cierta actividad explosiva menor en febrero de 1915 y otra en octubre de 1922. La de 1915 corresponde con posibles erupciones observadas desde el borde del cráter del Poás, mirando al NW, por los naturalistas Ricardo Fernández Peralta, José Fidel Tristán y Otón Jiménez. La mañana del 5 de febrero, ellos lograron registrar, a la distancia, 5 columnas “de lodo y de vapor de agua”. Aunque posteriormente buscaron en vano un volcán activo por los cerros Palmira y exploraron los volcanes Porvenir, Platanar y Viejo, no lograron encontrar el foco responsable de tales eventos. Después, ellos lo asociaron con el volcán Rincón de la Vieja. Por experiencia de quienes han trabajado en los volcanes, se sabe que, en condiciones climáticas óptimas, la cumbre del Arenal se observa desde el Poás, e incluso era posible ver su incandescencia durante las noches desde el mirador del Poás. Por esta razón, se presume que quizá pudo ser el Arenal el responsable de tal actividad eruptiva menor, dado que es el único candidato plausible (Soto et al., 1996b). Sin embargo, una erupción importante del Rincón de la Vieja también pudo haberse observado desde la cima del Poás. Del mismo modo, interesantes y enigmáticos son los documentos que se refieren a una actividad del Arenal en 1922. Tanto la oficina de Telégrafos como el periódico *Diario de Costa Rica* y *La Nueva Prensa*, afirman que los habitantes de Quesada (conocida en aquel entonces como Villa Quesada y hoy llamada por la gente como Ciudad Quesada), Buena Vista, Aguas Zarcas, Florencia, La Vieja y Muelle, mencionan que, desde mediados de octubre de 1922, el Arenal emitía grandes columnas de cenizas con temblores asociados, incandescencia nocturna y que el río Arenal transportaba sedimentos y un fuerte olor sulfurado. Desgraciadamente, la comisión que se formó para investigar de cerca el supuesto suceso volcánico no dio a conocer informe alguno de su presunta visita y los periódicos dejaron de informar sobre esta supuesta actividad del Arenal. Así, no se conoce el desenlace de esta historia, su veracidad y, por ello, la supuesta actividad eruptiva quedó como un caso inconcluso (Peraldo, 1995; Soto et al., 1996b; Molina, 2003).

El primer registro del escalado del Arenal data del 24 de febrero de 1937 (Trejos, 1959; Junípero, 2006), cuando se nota actividad fumarólica en el cráter de la cima (cráter “D”). La narración del Arenal, que Luis Castro publicó en el *Diario de Costa Rica* en 1937, medio noticioso que dirigía el periodista y expresidente de la República don Otilio Ulate Blanco, motivó otras expediciones hacia su cumbre (Trejos, 1959; Molina, 2003; Junípero, 2006). En los ascensos se describe un cráter de unos 300 m de diámetro y más de 50 m de profundidad coronaba la montaña, mientras que en su borde N, un terreno de 20 m² mostraba actividad fumarólica, con temperaturas en los boquetes exhalatorios, que sobrepasan los 65 °C (Junípero, 2006).

De los relatos de los montañistas que ascendieron el Arenal, se deduce que el número de fumarolas y su temperatura (50-85 °C), se incrementó en el tiempo: 8 en 1937, 15 en 1951 y 18-30 para 1959 (56-110 °C); los reportes de fumarolas en 1960, 1964, 1965 y 1967 no son precisos, aunque sí se cuenta con evidencias fotográficas, filmes y los relatos de los escaladores.

Cuando el personal del ICE trabajaba en el sitio de la presa del proyecto hidroeléctrico de Arenal, hoy la represa de Sangregado, ubicado a 6.5 km del volcán, el asistente de geología y topógrafo, Hugo Taylor (1931-2018), informó en marzo de 1965 sobre una serie de fenómenos asociados con el volcán, por ejemplo, la emisión de gases incoloros e inodoros (posiblemente CO₂ o CO, o ambos) y el rápido desecamiento del lago Cedeño en dos ocasiones (1961 y 1964), que trajo como consecuencia la muerte de una gran cantidad de peces. También, en 1967 se informó de un aumento considerable en la temperatura del río Tabacón hasta el punto de que el ganado no

podía beber el agua. En fin, Taylor señaló fenómenos que daban cabida a la posibilidad de que el Arenal entrara en un nuevo período eruptivo (Monestel, 1979; Alvarado y Barquero, 1987).

Adicionalmente, al parecer, ocho cabezas de ganado murieron a consecuencia de los gases expelidos de una grieta. Varios enjambres sísmicos igualmente se dieron en 1961 y 1964 (Monestel, 1979).

Al mismo tiempo, se comentó que el agua de la quebrada Platanillo, que nace en el flanco NE del Arenal, volvió no apta para la población debido a su extraño sabor (Molina, 2003; Y. Monestel, comunicación personal, 2014).



Fig. 4.1: Primera fotografía de la cima del Arenal. Se observan fumarolas en el cráter D en 1937 (Trejos, 1958).

4.2 LAS ERUPCIONES DE 1968 al 2010

En mayo de 1968 se iniciaron una serie de fenómenos sísmicos que mostraban una íntima relación entre los volcanes Arenal y Chato. De tal manera que, en ese momento, un gran depósito de magma iba en ascenso bajo el volcán, el cual tenía como mínimo un volumen de unos 10 millones de metros cúbicos, equivalentes a un cilindro de 1200 m de largo por 100 m de diámetro y se componía de elementos estratificados en los que abundaba un magma andesítico rico en volátiles (Alvarado et al., 2006c). Cuando el magma estuvo en un nivel cercano a la superficie, un pequeño cambio en las tensiones de la zona, posiblemente temblores, pudo alterar la estabilidad del sistema; a pesar de que las rocas son muy resistentes a la compresión, no así a la tensión. Por ello, la resistencia de las rocas ligeramente estratificadas que envolvían al magma en ascenso fue superada mucho antes de que este se enfriara, teniendo lugar la erupción, al descomprimirse violentamente el cuerpo principal del magma encapsulado.

El 29 de julio de 1968, a las 7:30 a. m., hora local, el volcán entró en actividad con una explosión de tipo peleano que formó el cráter A que se ubicaba en la mitad del cono. Emitió nubes ardientes (corrientes de densidad piroclástica concentradas y diluidas), acompañadas de un bombardeo de bloques, que llegaron a dos caseríos al pie del volcán, Tabacón y Pueblo Nuevo; todo esto mató al menos unas 70 personas en la mañana del 29 de julio (Fig. 4.2). La explosión del Arenal en 1968 fue registrada en los barógrafos de la mayoría de los observatorios meteorológicos del mundo (Melson y Sáenz, 1968; Fudali y Melson, 1972). El 30 de julio nuevas explosiones se registraron con el amanecer.

En la tarde del 31 de julio, nuevamente el volcán cobró otras víctimas, que tenían por misión realizar el rescate y atención a los damnificados. Las causas precisas de las muertes nunca se sabrán, dado que no se practicaron autopsias. Sin embargo, con seguridad algunos murieron producto del impacto de bloques por politraumatismos (fracturas, quemaduras) y por las temperaturas superiores a los 400 °C de corrientes de densidad piroclástica (los seres humanos no pueden sobrevivir más de unos pocos segundos expuestos a temperaturas >200 °C). Otra causa fue el inhalar conjuntamente gases y cenizas ardientes en ausencia de oxígeno, lo que debió de producir la pérdida de conciencia al cabo de unas pocas inhalaciones y graves quemaduras en el tracto respiratorio, las cuales probablemente crearon una masa húmeda en los pulmones y tráquea, que causó la asfixia y la muerte, la cual, si no fue instantánea, no estuvo exenta de agonía.

Del 29 al 31 de julio se formaron los tres nuevos cráteres sobre el flanco W del volcán. La mayoría de los productos explosivos provenía del cráter más bajo (el "A"), que eyectó bloques con dimensiones métricas (algunos de 2 × 3 × 6 m hasta 10 m × 6 m × 4 m), que fueron lanzados a una velocidad estimada de 1296-1476 km/h (Steinberg y Lorenz, 1983), es decir mucho más veloces que un *jet* comercial, por lo que alcanzaron una altura y distancia máxima entre 3500 m y 5500 m, respectivamente. Aunque dicha velocidad debe de estar sobreestimada, sin duda, debió de ser muy elevada. Estos proyectiles volcánicos provocaron cráteres de impacto hasta de 25 m de diámetro y 4 m de profundidad.

En algunos sectores, más de un 100 por ciento del área fue bombardeada por los bloques y bombas volcánicas y esto labró un paisaje cratérico lunar, sin igual a nivel mundial (Melson y Sáenz, 1968, 1973; Minakami et al., 1969; Sáenz, 1977).

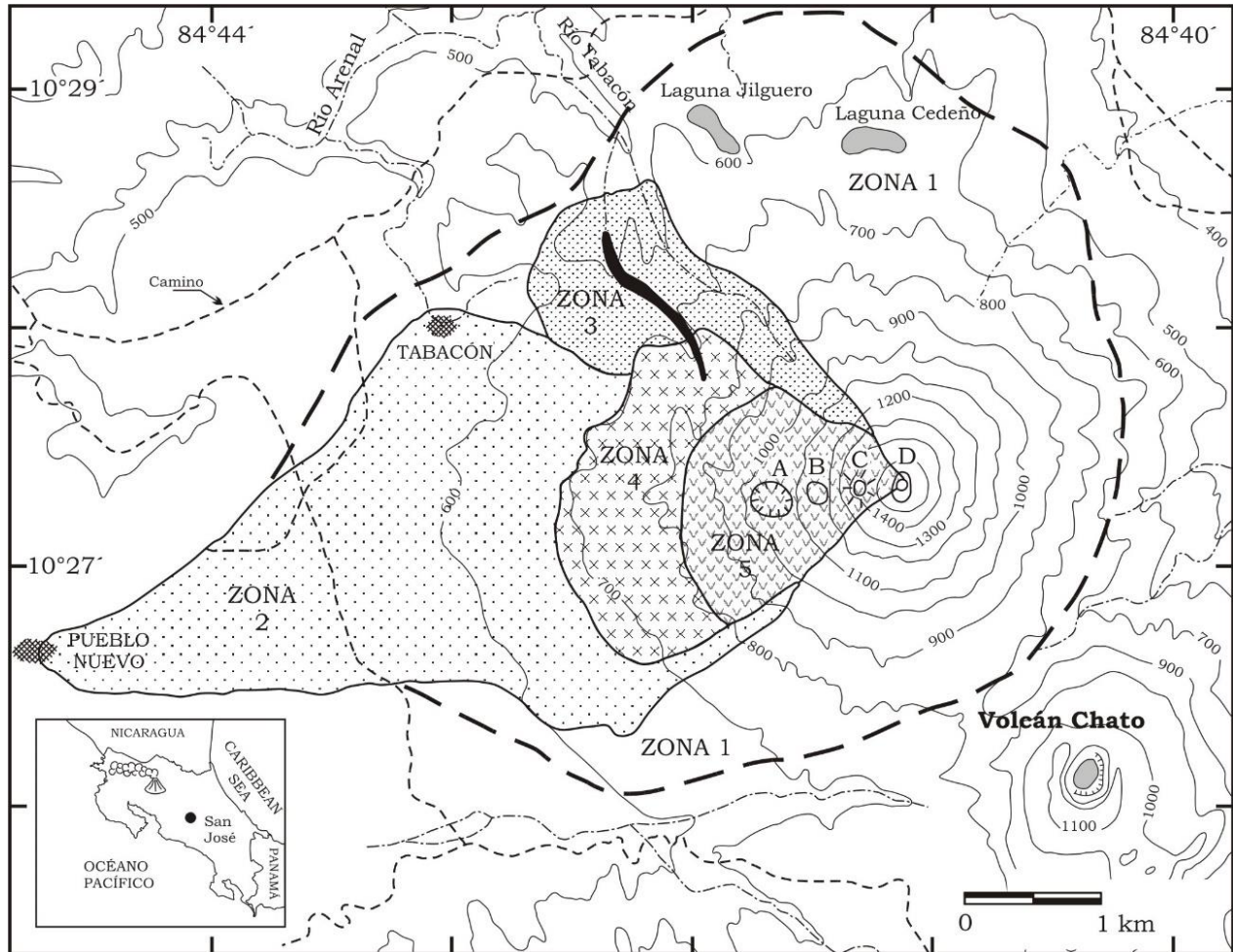


Fig. 4.2: Área más densamente afectada por la erupción de julio de 1968 del Arenal (basado en Melson y Sáenz, 1968; Minakami et al., 1969; Alvarado et al., 2006). La zona 1 es aquella donde impactaron bombas aisladas. La zona 2 es aquella fue afectada por las corrientes de densidad diluidas (oleadas piroclásticas secas o *blast*), por gran cantidad de impactos balísticos con vegetación quemada a parcialmente quemada y muchos árboles tumbados. Fue la región afectada por explosiones del 29 y 30 de julio, donde ocurrieron la mayoría de las muertes. La zona 3 es aquella afectada por las erupciones del 31 de julio y por un flujo piroclástico de bloques y cenizas (en negro) que descendió por el río Tabacón. La zona 4 mostraba pocos cráteres de impacto, pero la vegetación completamente destruida y con flujos de bloques y cenizas. Área con pocos impactos, vegetación destruida y gruesos depósitos de tefras. La zona 5 es una zona con vegetación totalmente destruida y con los tres nuevos cráteres de explosión. Las flechas marcan la dirección de los árboles caídos (tomado de Alvarado et al., 2006). Curvas de nivel cada 100 m.

El número oficial de muertos y desaparecidos nunca se ofreció. Por ejemplo, en el documento oficial del gobierno, de la “Comisión para la Emergencia del Volcán Arenal”, del Ministerio de Salubridad Pública (CEVA, 1969), se habla de más de 30 personas, sin entrar en detalle alguno. Melson y Sáenz (1968) registran 78 personas (que corresponden a 70 del día 29 y 8 del 31 de julio), pero en la traducción de este documento al español en 1977, se invierten los números y se dice que fue de 87 defunciones (Fig. 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6). Chaves y Sáenz (1970) comentan que unas 100 personas perdieron la vida. Documentos muy posteriores, como Arroyo (1989), hablan de 65 defunciones, mientras que Molina (2003) estima que el número total debió de sobrepasar la centena. De igual modo, hay contradicciones entre la nómina de los 8 fallecidos en la erupción del 31 de julio de 1968 (Arroyo, 1989; Molina, 2003), o incluso se habla de 10 fallecidos en esa misma erupción, según se dice que consta en los periódicos de la época (Corrales, 2013). En el presente trabajo, se prefiere tomar el número de 78 defunciones, procedente del documento original de los científicos involucrados en la investigación del evento, impreso el 7 de noviembre de 1968 (Melson y Sáenz, 1968).



Fig. 4.3: A la izquierda algunos de los cadáveres recuperados donde se les está dando la bendición antes de enterrarlos. A la derecha, damnificados buscando a donde albergarse (fotografías anónimas).

pronto se vuelve Volcán

MÁS UNA EXTENSA ZONA DEL NORTE DE COSTA RICA •

SEGUN PERSONAS ENTENDIDAS EN ESTOS FENOMENOS GEOLOGICOS, EL ARENAL ERA UN VOLCAN APAGADO, CUYO SUESO DE SIGLOS DATA DESDE LA EPOCA PRE-COLOMBINA.



Victimas de la furia volcánica, son recogidos muy cerca del Arenal, en Tabacón. Se trata de una familia campesina no identificada, de varios miembros, que no pudieron escapar a tiempo, y la lluvia de piedras incandescentes, la ceniza y los gases los envolvieron en un halo de muerte.

La cámara recogió el cuadro macabro y la llegada del grupo de rescate compuesto por don Saúl Espínvel Panagua, el Inspector de Tránsito don Enrique Saborio y otros señores de Ciudad Quesada, a la zona de peligro. Los muertos fueron recogidos y enterrados. Véase la cara que ponen todos al llevar a cabo su triste misión y hay uno que se cubre con un pañuelo el mal olor de los cuerpos putrefactos. (Cortesía de don Juan Vicente Mora, Gerente de la Empresa Muzoc).

ESTACION DE SERVICIO SHELL

PRODUCTOS DE PETROLEO Y REPUESTOS
Y CUANTO NECESITE SU VEHICULO

Marcos Villalobos C.

sumamente conmovido ante los graves sucesos originados por la catástrofe del Volcán Arenal. Inevitablemente su fondo pesa al país por las pérdidas materiales habidas y por la pérdida de vidas valiosas que cayeron en la trágica odiosa.

Aprovecha también la ocasión, para hacer votos porque la Divina Providencia nos ayude a salir de este desastre pronto y reserve al país mejores días de tranquilidad y progreso.

Tilarán, Guanacaste, Agosto de 1968.



Magnífica panorámica de una de las explosiones del Arenal, tomada entre Tabacón y Pueblo Nuevo, a pocos kilómetros del macizo por el fotógrafo del grupo de rescate. La tierra temblaba al rugido del Volcán, y una ceniza menudita oscurecía el paisaje.

Cerrando esta edición de la revista, los últimos informes son los de que en Liberia, Bagaces, Cañas y Tilarán, la ceniza casi no cae, lo mismo que otros materiales volcánicos, y la tranquilidad de los habitantes es un hecho. Ahora se está en la labor de acomodar la enorme población flotante proveniente de la región afectada. Hay tres instituciones de socorro atendiendo los damnificados y velando por su seguridad.

Fig. 4.4: Recorte de periódico de la época donde los grupos de rescate proceden a enterrar los muertos.

65 muertos por furia del Arenal

Ayer vive y muere de la furia de este en el momento de la explosión del estruendo que se escuchó en la zona de destrucción y de muerte, un momento que los hombres que allí se encontraban se acordaron con el tiempo de Tomás Muñoz, quien fue el primero en salir de la zona de destrucción y de muerte, un momento que los hombres que allí se encontraban se acordaron con el tiempo de Tomás Muñoz, quien fue el primero en salir de la zona de destrucción y de muerte, un momento que los hombres que allí se encontraban se acordaron con el tiempo de Tomás Muñoz, quien fue el primero en salir de la zona de destrucción y de muerte...

Temprano de la mañana, un grupo de personas salieron hacia este momento que las familias de personas que por Ciudad Quesada, habían estado de la península a la zona de destrucción en Pueblo Nuevo y Arenal. Los grupos de personas salieron hacia este momento que las familias de personas que por Ciudad Quesada, habían estado de la península a la zona de destrucción en Pueblo Nuevo y Arenal. Los grupos de personas salieron hacia este momento que las familias de personas que por Ciudad Quesada, habían estado de la península a la zona de destrucción en Pueblo Nuevo y Arenal...



... y la lava. Las autoridades de la región se han encontrado problemas por su parte. Los datos exactos por la furia del volcán Arenal, abarca de los alrededores en varias zonas de vidas humanas, en sus zonas destruidas de ruinas en grandes y grandes cantidades destruidas por el fuego, la lava y las cenizas.

LAS VICTIMAS
Hasta el momento se ha conocido solamente el número y el número de víctimas y los nombres. Sin embargo, las autoridades han reportado desde la zona de destrucción que se cree que son más de 65 personas que han sido víctimas de la furia del volcán. El dato oficial del número de muertos fue dado por el Ministro de Seguridad Pública, Arce. Según Tomás Muñoz...

... se ha informado que por el momento se... El número de muertos hoy es de 65 personas. Por lo que se cree que las pérdidas en esta zona de destrucción por el fuego, la lava y las cenizas, son más de 65 personas que han sido víctimas de la furia del volcán. Por lo que se cree que las pérdidas en esta zona de destrucción por el fuego, la lava y las cenizas, son más de 65 personas que han sido víctimas de la furia del volcán...



Desde las barandas del cono del volcán Arenal, se captó este gran momento de la erupción de las 2 de la mañana de ayer, que causó la muerte de 65 personas en Ciudad Quesada.

... en que se encontraron se los de personas que se encontraron en la zona de destrucción de Pueblo Nuevo y Arenal. Los grupos de personas salieron hacia este momento que las familias de personas que por Ciudad Quesada, habían estado de la península a la zona de destrucción en Pueblo Nuevo y Arenal...

SON 65 LOS MUERTOS

... se ha informado que por el momento se... El número de muertos hoy es de 65 personas. Por lo que se cree que las pérdidas en esta zona de destrucción por el fuego, la lava y las cenizas, son más de 65 personas que han sido víctimas de la furia del volcán. Por lo que se cree que las pérdidas en esta zona de destrucción por el fuego, la lava y las cenizas, son más de 65 personas que han sido víctimas de la furia del volcán...

30 HERANDEADOS
(10 personas - 22 niños)



... se ha informado que por el momento se... El número de muertos hoy es de 65 personas. Por lo que se cree que las pérdidas en esta zona de destrucción por el fuego, la lava y las cenizas, son más de 65 personas que han sido víctimas de la furia del volcán. Por lo que se cree que las pérdidas en esta zona de destrucción por el fuego, la lava y las cenizas, son más de 65 personas que han sido víctimas de la furia del volcán...

... se ha informado que por el momento se... El número de muertos hoy es de 65 personas. Por lo que se cree que las pérdidas en esta zona de destrucción por el fuego, la lava y las cenizas, son más de 65 personas que han sido víctimas de la furia del volcán. Por lo que se cree que las pérdidas en esta zona de destrucción por el fuego, la lava y las cenizas, son más de 65 personas que han sido víctimas de la furia del volcán...

Fig. 4.5: Recorte de periódico La Nación donde se observa una gran erupción captada desde ciudad Quesada, así como los efectos de las erupciones y los damnificados.

EXTRA LA NACION EXTRA

AÑO XLII — Director GUIDO FERNANDEZ — N° 7.000
 San José, Costa Rica. — Miércoles 31 de Julio de 1968.
 Miembro de la Sociedad Interamericana de Prensa



Arenal.—
 Hoy a las 11:30 a.m.
 siguen erupciones,
 Tilarán evacuada.
 Total muertos: 68.
 Evacuarán Liberia.
 Reportan epidemia.

Un recorte de última hora de nuestras redacciones es la zona del cráter donde se registró la gran explosión de Tilarán. La columna de cenizas se había iniciado desde arriba y se completó esta mañana.

En Liberia la situación es desoladora hoy. Se había iniciado la operación de limpieza esta mañana en la ciudad y se suspendió debido a que empezó a caer una verdadera lluvia de cenizas sobre la ciudad. La capa de cenizas es de 23 centímetros.

A las 11 de la mañana, reunida en sesión extraordinaria la Municipalidad de Liberia, se discutió sobre la posibilidad de evacuar la ciudad. Se acordó consultar con el Gobierno para tomar la determinación de evacuar la ciudad, guacala de allí, niños, enfermos y ancianos. Muchas escuelas desearon salir de Liberia y están solicitando permisos para ir a otras zonas del país.

El Presidente Torjes Fernández ordenó a las 10 de la mañana una sesión urgente del Consejo de Gobierno para considerar la gravedad de la situación.

A las 5:20 a.m. de hoy se registró la erupción más violenta desde que entró en actividad el volcán Arenal.

Continúa el día de hoy. El ambiente, con olor penetrante de azufre, sobrevale a las habilitaciones de La Fortuna, la población de mayor de los montes que al parecer se había escapado con de una tierra desolada. La columna de cenizas cubre - grueso, Llorón, desde el cañal almorzón de La Fortuna, hasta en la bruma y apénica una imponente erupción del tralicero Volcán Arenal.

Gobierno decreta Estado de Emergencia Nacional y Duelo Nacional por tres días

Medidas El Salvador

Fig. 4.6: Recorte de La Nación (31 de julio, 1968) donde se habla de los primeros conteos del número de víctimas mortales y donde se decreta Estado de Emergencia Nacional (el segundo caso por erupción volcánica; el primero fue durante las erupciones del Irazú de 1963-1965).

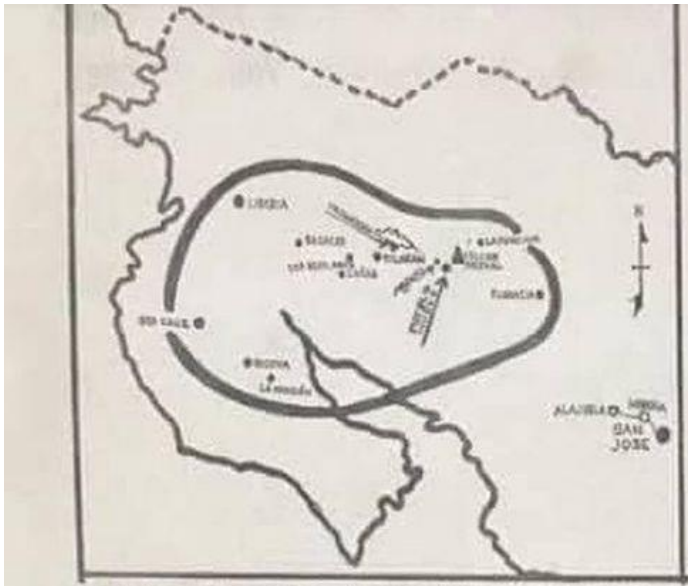
Las ciudades de Tilarán, Cañas, Bagaces y Liberia fueron seriamente afectadas por la caída de cenizas y, en menor grado, Santa Cruz y Nicoya. En esos días, en Tilarán se habían suspendido las lecciones y las escuelas se usaron como centros para damnificados. Otras personas estaban llegando a La Fortuna, pero pronto también debieron evacuar de dicho poblado ante el peligro.

Las pérdidas estimadas por el ministro de Agricultura de ese entonces, el Sr. Guillermo Iglesias, fueron de unos 45 millones de dólares (LIFE, 1968), aunque estos datos siempre merecen ser tomados con precaución.

Un área total de 15 km² fue devastada, donde los poblados de Tabacón y Pueblo Nuevo quedaron como comarcas yermas y desoladas. Además, numerosas corrientes laháricas se formaron durante el período eruptivo y muchas bajaron por el río Tabacón (Melson y Sáenz, 1968). Los estudios posteriormente realizados llegaron a determinar que una superficie total de 232.6 km² había sido afectada por las erupciones, tan solo en Tilarán y San Carlos, mientras que el área total cubierta por las cenizas en algún grado fue de unos 1580 km² (Chaves y Sáenz, 1970). Esa superficie correspondió a 387 fincas, por lo que sus efectos se tradujeron en una pérdida estimada en ₡ 7 276 000 (un dólar = ₡ 6.60; es decir 1.1 millones de dólares al tipo de cambio de la época), incluyendo daños generales a potreros, construcciones, caminos (68.6 por ciento); ganado vacuno y productos de origen animal (14.5 por ciento) y cultivos (17 por ciento) (CEVA, 1969). Claramente, en los costos, no está incluida la atención de emergencia, la evacuación de la población hacia Ciudad Quesada y Tilarán, ni de los alberges y su manutención. Sin embargo, sí se nota una clara diferencia entre lo estimado por el ministro de Agricultura y el documento oficial.

También existen contradicciones entre el número de refugiados y damnificados. El número de refugiados se estimó en su momento en unas 10 000 personas (LIFE, 1968), mientras que el total de damnificados oficial fue de 2270 personas, que corresponde a un total de 339 familias; de ellas un 42.8 por ciento no tenía dónde vivir debido al pésimo estado en que quedaron sus viviendas (CEVA, 1969). Quizá la enorme diferencia en la cifra se deba a que muchas familias se pudieron refugiar donde familiares y amigos de la región, en las poblaciones de Quesada y Tilarán y no necesariamente en los alberges.

Las diferencias se presentan también en otra gran cantidad de información de la época, en lo que corresponde a las pérdidas económicas, las donaciones y las medidas paliativas (Aguilar y Alvarado, 2014; Abarca y Alvarado, 2017).



El grabado muestra la extensión sobre el terreno del país que ha sido afectada por la actividad del Arenal. La Fortuna y Arenal, con pueblos cercanos como Tumbadora, Pueblo Nuevo, etc., han sido totalmente destruidos; la ceniza se grandes cantidades se ha depositado por sus amplias montañas y las ciudades de Tumbadora, Colón, Las Juntas, Sagrada, Liberia, Tumbadora y Santa Cruz fueron cubiertas totalmente por las cenizas.

Doce muertos:

Destrucción y muerte siembra Volcán Arenal

El volcán Arenal en la provincia de Alajuela a 12 kilómetros al noroeste de la ciudad de San José y que se había reconocido inactivo durante los últimos 100 años de acuerdo con el criterio de los más sabios vulcanólogos, está hoy en viva y silenciosa actividad. Hoy, el año mil de nosotros de cenizas y lava que han cubierto la mayor parte del centro de la provincia de Guanacaste. La actividad de la zona cubren la mayoría de municipios pertenecientes en la localidad de Puerto Nuevo en el límite entre las provincias de Alajuela y Guanacaste y la destrucción de sus familias está en la misma medida. Los datos meteorológicos recibidos hasta el momento son muy cuestionables.

La actividad del volcán Arenal, en 1905, así, por lo que se sabe hasta los años de 1910 cuando se le atribuyó actividad desde el momento que se descubrió.

El volcán Arenal, situado en Tumbadora, en las montañas muy cercanas al volcán Arenal. Pueblo Nuevo comenzó a evacuar desde los años de la actividad de este. La evacuación se hizo a Ciudad Quesada, lugar a donde el Ministerio de Gobernación envió tropas y med-

ciones y el de Seguridad Pública suministros y raciones.

LAVA EN LOS RIOS
También el Ministerio de Agricultura Pública informó que la lava que cae desde el cono de Arenal, especialmente el río Arenal, el Tumbadora y el Agua Caliente.

REPORTAN DESAPARECIDOS
A los efectos de la zona de lava, el Ministerio de Gobernación, recibió un telegrama firmado por J. M. González secretario de la Jefatura Políti-

Del volcán Arenal no hay registro de erupciones

El profesor Alfredo Negrete Fernández, especialista en Geología y Ciencias Físicas, interesado por un estudio de este tipo que tanto tiempo se le ha atribuido que él no encuentra que exista hasta ahora en actividad el famoso volcán Arenal. Según afirma: "El padre de la vulcanología, el conde de Cuvier, el Sr. de Saussure, hablando de los volcanes del norte de Chile, dice, según lo sabemos, que erupciones del volcán Arenal de la Vía en agosto de 1882 que erupción anterior grande erupción de lava. En octubre fue publicado en el año 1882, en un artículo científico. El mismo volcán fue el que el año pasado produjo grandes columnas de humo y cenizas que llegaron hasta el Océano Pacífico".

UN ORIZO Y UN PRINCFE ASCENDIERON AL ARENAL

El 21 de febrero de 1911 llegaron a la cumbre del volcán Arenal, por primera vez, las siguientes personas: Esteban García Quiros, Ricardo Quiros Rodríguez, Luis Castro Rodríguez, Alberto y Gustavo Quiros Rodríguez, Elías Kasper y Esteban Castro Roldán.

Por la "guerra" librada desde la época de Don Quiros, se hicieron muchas expediciones con los fines siguientes. La "guerra" o guerra del volcán ha sido un fenómeno que continúa. Por el momento los que continúan el estudio de LA CIMA son los señores de la zona, con quienes se han establecido relaciones. El Instituto Geológico de San José ha establecido un servicio para que sea administrado directamente a la cumbre del cono.

VARIOS HOMBRRES Y MUJERES BURMEJERON EN EL FONDO DEL CRATER

En el año 1911 se produjo una serie de actividades que se realizaron en el cono del volcán. Desde una zona se intentó el ascenso al volcán. En ese año se realizó una expedición y se encontró que los volcanes de la zona habían aumentado. Los mismos señores de la expedición del Club de Montañeros de la que formaban parte Ybáñez, Mendieta, Francisco Pina Coppeny, Ricardo Rodríguez y los señores señores que llegaron hasta la cumbre. Los señores de esta expedición por primera vez, descendieron en el fondo del cráter, de poca profundidad y volvieron de volver.

EVACUADA LA POBLACION DE ARENAL

Por medio de la oferta de subsidios del Banco Nacional, se le mandó en contacto por la vía telefónica con sus oficinas en todo el país, para que se informara también que la población de Arenal había sido evacuada, ante la situación de los volcans que se le presentaban.

CERRADA LA OFICINA DEL BANCO

Los funcionarios del Banco Nacional, fueron obligados para cerrar la oficina de Arenal y trasladarse también a Tumbadora en donde las oficinas permanecieron hasta que se cerró por la mayor distancia que hay desde el volcán Arenal.

QUEJAS DE LAS POBLACIONES EVACUADAS

Ante la gravedad de la situación, las autoridades primeramente la población de Pueblo Nuevo, hacia La Fortuna, pero como no había suficientes alimentos, también se evacuaron de La Fortuna, estas personas evacuadas hacia Ciudad Quesada.

SERIE DE TEMBLORES

Los funcionarios del Banco Nacional, se retiraron, después de la zona de Arenal, hacia San Carlos, que se había convertido en un refugio, lo que ha contribuido a aumentar el número de los señores. Debido a los temblores que se han producido en la zona afectada por estos fenómenos, puede apreciarse también el terremoto de la zona.

(Para la Pág. 28)



Fig. 4.7: Recorte de periódico de la época donde se presenta en forma esquemática los sectores donde cayó ceniza.

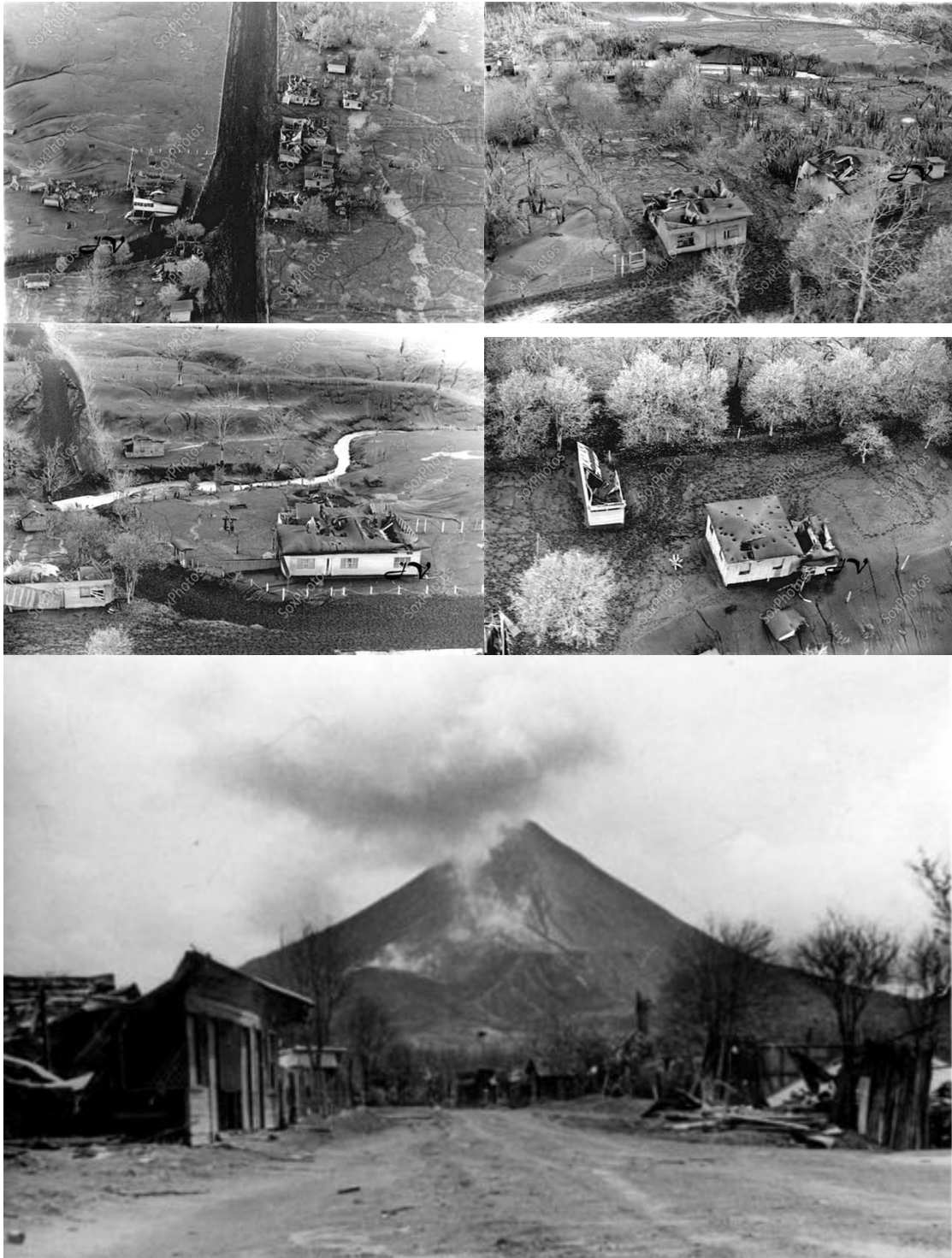


Fig. 4.8: Efectos de los impactos balísticos (bloques y bombas) así como la vegetación muerta (deshidratada, parcialmente quemada) por el calor de las oleadas secas (*blast*). Fotografías anónimas.



Fig. 4.9: Efectos de los flujos de bloques y cenizas del 31 de julio de 1968 en el río Tabacón (fotografías anónimas).

Del 14 al 19 de setiembre de ese mismo año ocurrieron de nuevo fuertes explosiones que originaron emisiones de cenizas y vapor, seguidos esta vez por el derrame de coladas de lava desde el cráter inferior. Esta emisión se prolongó hasta setiembre de 1970, con fases de mayor y menor actividad (Melson y Sáenz, 1968; Van der Bilt et al., 1976; Bennett y Racchichini, 1977). Desde el 31 de julio hasta el 3 de agosto hubo un período de tranquilidad relativa, que precedió a un período de emisiones de cenizas, lapilli y vapor de agua del 3 al 10 de agosto de 1968, seguido de una nueva fase de actividad fumarólica de los tres nuevos cráteres.

Desde 1968 hasta por lo menos agosto de 1972, la actividad efusiva estuvo concentrada en el cráter A, formándose un domo en 1973 en dicho cráter y nuevas coladas de lava se derramaron a partir de noviembre de ese año (Fig. 4.10 y 4.11). Desde mediados de agosto de 1973 hasta mediados de marzo de 1974, por espacio de 7 meses, el volcán tuvo una calma en la extrusión de lavas (Matumoto y Umaña, 1975; Bennett y Raccichini, 1977; Wadge, 1983; Wadge et al., 2006).

Un cambio notorio se dio a mediados de marzo de 1974, cuando el volcán presentó explosiones rítmicas y la actividad migró del cráter A hacia el cráter C (el más alto de los tres nuevos), del cual se comenzaron a extruir coladas de lava que bajaban en dirección SW. Una lengua de lava llegó al cráter "A" y en los meses siguientes lo relleno. A partir del mes de noviembre de 1974, aumentó la emisión de coladas de lava y comenzó a cubrir los flancos S y SW del volcán (Van der Bilt et al., 1976).

Para el 14 de junio de 1975, el volcán ostentaba una actividad explosiva rítmica y suave que terminó el 17 de ese mismo mes. Se inició una nueva fase eruptiva con cuatro explosiones fuertes que originaron grandes emisiones de cenizas que, arrastradas por el viento, llegaron al pueblo de Tilarán, a una distancia de 26 km hacia el W. En los días posteriores, continuó la actividad explosiva en la parte superior del cono, aunque con menos intensidad. El 21 de junio se generó una nube ardiente (Matumoto y Umaña, 1976; van der Bilt et al., 1976).

En 1979 el volcán Arenal lucía con su forma cónica casi perfecta, perturbada únicamente por la formación de un cono adventicio, pero muy activo, edificado sobre el cráter C; a partir de 1979, se constituyó en un coloso de dos cimas (Alvarado y Barquero, 1987).

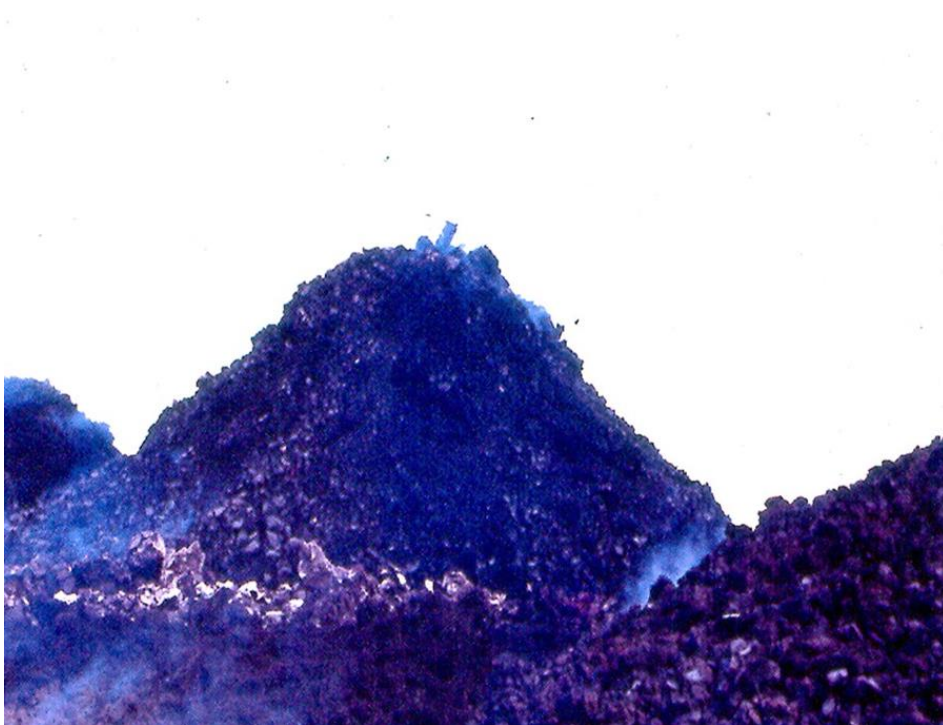


Fig. 4.10: Arriba la primera colada de lava del Arenal (y la primera propiamente dicha en Costa Rica) que se derramó a partir del 19 de setiembre de 1968, y abajo, un pequeño domo volcánico formado en el cráter A en 1973 (fotografías W. G. Melson).

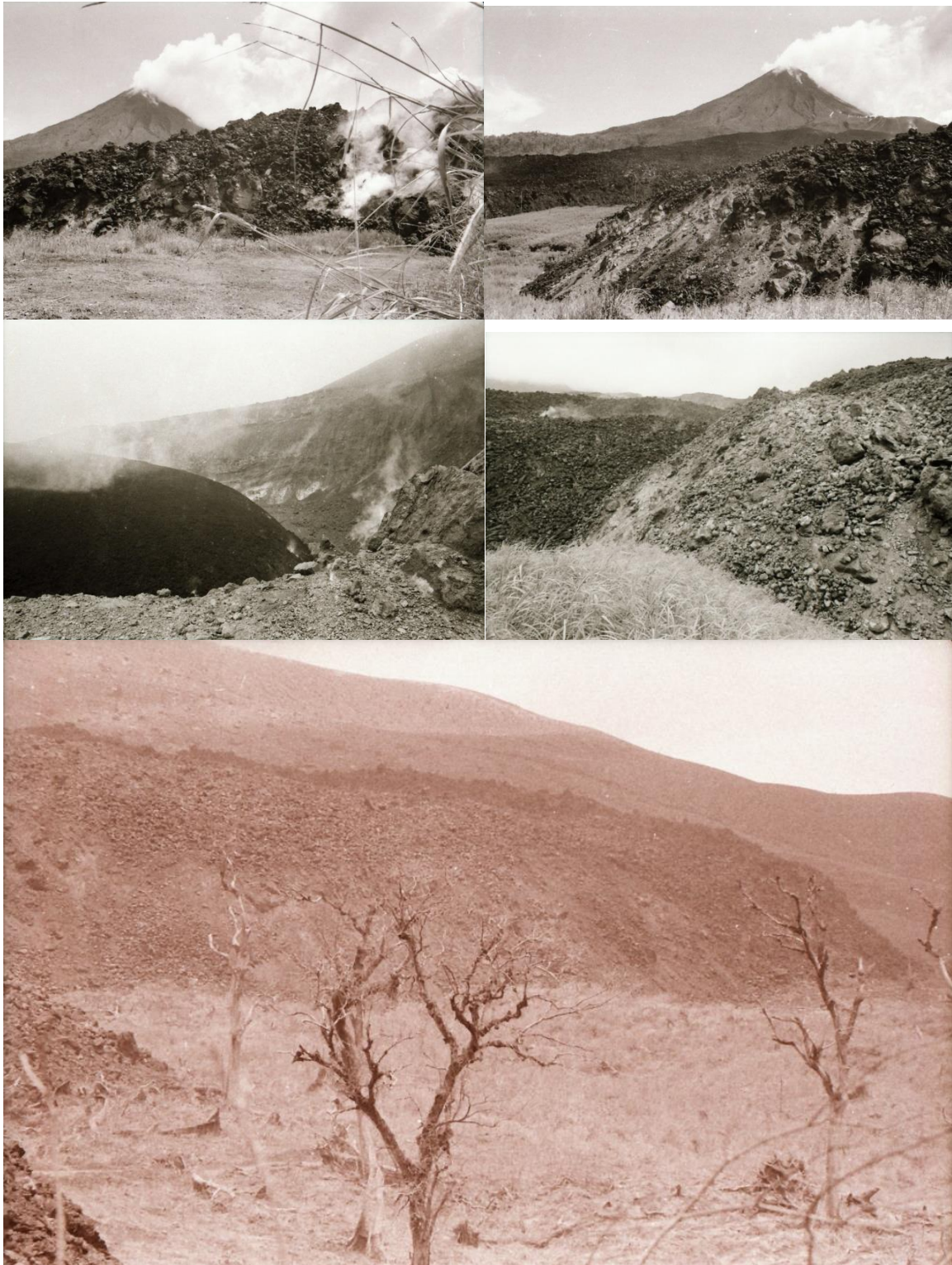


Fig. 4.11: Diferentes tomas de las coladas de lava en bloques derramadas desde el cráter inferior o A (fotografías anónimas).



Fig. 4.12: Los flujos piroclásticos de junio de 1975 descendiendo por el río Tabacón hasta más allá de las actuales instalaciones de Tabacón. Una colada de lava (oscura, parte superior) descende sobre los depósitos piroclásticos más claros de 1975 (fotografías archivos ICE).



Fig. 4.13: Arriba, vista panorámica de los efectos del flujo piroclástico de 1975 canalizado por el río Tabacón. La parte con salida de vapor al fondo es donde hoy día están las instalaciones del centro turístico Tabacón y al fondo se observa el río Arenal. La paredes por donde bajó el flujo están estriadas por los clastos que bajaron. En las dos fotografías inferiores, se observan los depósitos del flujo (bombas, bloques y cenizas) en la parte alta del volcán. El de camisa a cuadros es el vulcanólogo Rodrigo Sáenz mientras que el de sombrero es el topógrafo y asistente de geología don Hugo Taylor (fotografías cortesía de W. G. Melson, q. e. p. d.).

La existencia de una poza de lava estuvo presente desde al menos 1980, pero no fue conceptualizada como tal hasta 1987, cuando el primer autor observó en un sobrevuelo que la depresión cratérica estaba rellena completamente de lava; poseía dos focos incandescentes (uno central y otro periférico), del último se originaban las coladas de lava (Fig. 4.14).

En 1986 y 1987 la actividad explosiva fue ligeramente mayor que la de los años precedentes. Algunas bombas fueron eyectadas a 1.8 km del cráter activo y cayeron en el flanco NW, o bien a 1 km de distancia por el flanco occidental, con velocidades de caída estimadas superiores a los 100 m/s (Alvarado y Barquero, 1987). Este cono activo (cráter C) tenía un cráter de unos 150 m de diámetro inundado de lava (pozas de lava y domos), hoy día es más alto que su predecesor, el cono D. La actividad explosiva del Arenal desde 1984 fue catalogada como de tipo estromboliana (nombre que deriva por su similitud y frecuencia con las explosiones del volcán Estrómboli en Italia). Las explosiones entre 1984 y 1989 ocurrían normalmente separadas entre sí cada 5 a 200 minutos (Alvarado, 1989, 1993; Dellino y Alvarado, 1992), es decir bastante regulares (Fig. 4.15).

Sin embargo, a partir de 1987 se genera un nuevo cambio, de manera paulatina con la presencia de eventos con corrientes de densidad piroclástica concentrada relativamente frecuentes (particularmente en los años 1987, 1989, 1992, 1993, 1996 y 1998), muchos de estos por colapso de columna eruptiva (p. ej., 13 de julio, 1987; 11 de marzo, 1998; 24 de febrero, 1992, entre otros; Alvarado y Arroyo, 2000). Este tipo de actividad explosiva es más característica de un vulcanismo tipo vulcaniano (nombre del estilo explosivo del volcán Vulcano, igualmente en Italia), que del estromboliano. Pese a ello, la poza de lava imperante desde al menos 1980 hasta 1999, lo mismo que la formación de efímeros conitos de escorias (1996-1999) con lances rítmicos a constantes, inducen, al autor de esta obra, a pensar que ambos tipos de actividad coexistían o se encontraban en fase de transición entre ambos tipos (estromboliano y vulcaniano). El análisis microscópico de las cenizas de los eventos mayores revela la presencia de vidrios volcánicos muy vesiculados en un bajo porcentaje (5 por ciento), algunos con fracturas de enfriamiento y con superficies suaves o lisas (fluidales: 5 %), mientras que la mayoría son angulosos (50-71 %) o transicionales (21-40 %), característico más de una actividad predominantemente vulcaniana (Cole et al., 2005).

Después de un período de reposo relativo, dos turistas estadounidenses subieron al cráter el 6 de julio de 1988 y ambos fueron sorprendidos por una explosión. Uno de ellos murió mientras que el otro escapó y sufrió quemaduras en sus manos, pies y tobillos debido a las cenizas y gases calientes, además de ser impactado por un fragmento de lava. Ello no impidió, sin embargo, que se limitaran las ascensiones a los cráteres cuspidales, en particular para aquellos quienes querían experimentar la adrenalina. Aproximadamente, se requieren de 6 a 8 horas para escalarlo.

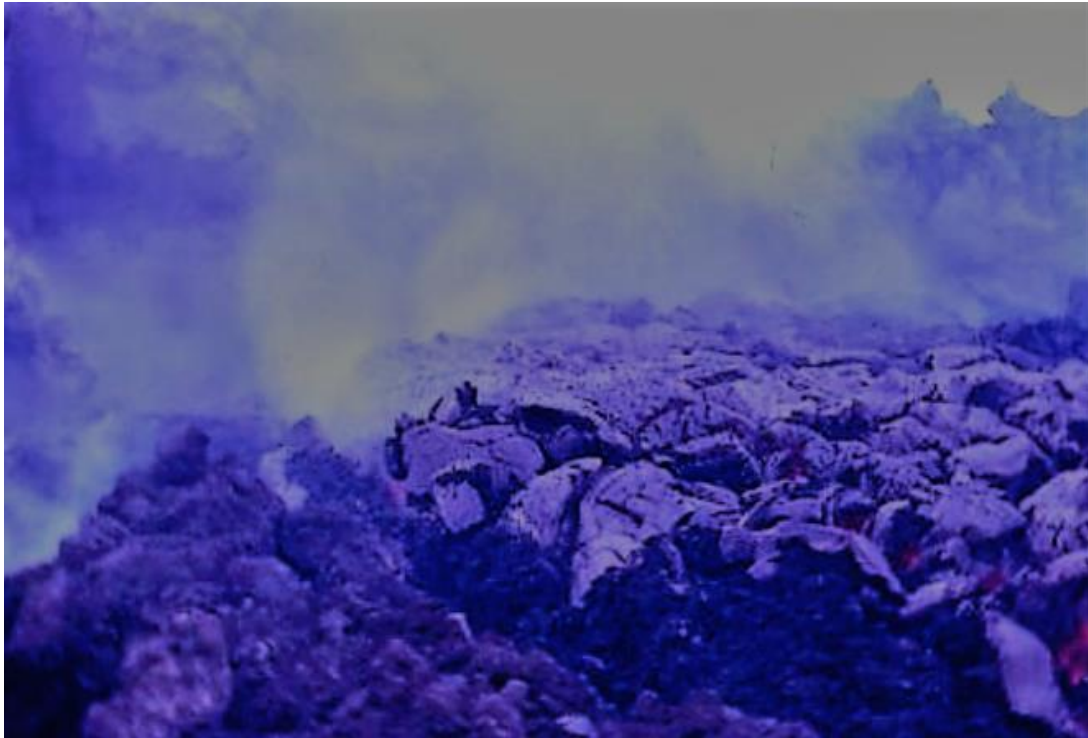


Fig. 4.14: Fotografía cercana del cráter C relleno de lava tomada en la cúspide en febrero de 1982 (cortesía Corrado Cigolini). En ese entonces, el volcán no tenía actividad explosiva, solo efusiva, por eso los vulcanólogos se aventuraban hasta el propio cráter e incluso caminar dentro de él con la lava al rojo vivo bajo sus pies.



Fig. 4.15: Arriba, famosa fotografía del Arenal en plena erupción estromboliana (21 de agosto de 1989, 11 p.m.; Antonio “Toñito” Ruiz) y abajo, toma similar posiblemente en la década de 1990 (Ólger Aragón).

Entre 1990 y 1994 la actividad eruptiva fue similar a la de los años anteriores. Las explosiones eran frecuentes y las coladas de lava continuaban fluyendo. Una explosión del 23 de junio de 1990 registró un nivel de 106 db a 2.6. km de distancia (Observatorio “La Macadamia”), por lo que se estimó, mediante fórmulas empíricas, que el nivel de sonido a una distancia de unos 100 m del cráter debió de ser cercano o superior a los 134 decibeles, el cual se encuentra sobre el nivel de dolor para el oído humano (Barboza y Melson, 1990).

Un cambio notorio se presentó durante la noche del 28 de agosto de 1993, cuando varias corrientes de densidad piroclástica se movilizaron sobre los flancos NW y W del volcán, acompañado de una lluvia lodosa que cayó en el lado W, incluyendo la presa. La fuente del evento pudo ser establecida como el colapso parcial de una parte del cono cuspidal y el drenado de la poza de lava cratérica (Fig. 4.16, 4.17, 4.18). Dicha corriente de densidad piroclástica concentrada (muy similar al de 1975) llegó a escasos 400 m del balneario de Tabacón y hacia el occidente (Soto et al., 1996a; Alvarado y Soto, 2002). Estuvo constituida por bombas con corteza de pan y en forma de coliflor (tipo hamburguesas), con bloques juveniles y no juveniles (estos procedentes de coladas de lava previas y de la pared del cráter colapsado), en una matriz de ceniza gruesa. Solo un turista curioso se quemó algo con las cenizas una vez depositadas, pero no hubo mayores pérdidas que lamentar, con excepción de los efectos en la vida del parque nacional volcán Arenal. Si se dio una lluvia de ceniza lodosa hacia el occidente. Este tipo de flujo piroclástico sirvió para comprender el flujo de 1975 y los posteriores que se dieron en el Arenal (que se mencionarán a continuación), así como otros a nivel mundial.

Durante enero y febrero de 1995 la actividad efusiva fue mínima, mientras que la actividad explosiva fue intensa, aunque menos frecuente que en 1994. Para marzo se incrementó la efusión de lava y permaneció así hasta principios de mayo, después de 20 meses de actividad. Entre agosto y diciembre de 1995 las explosiones eran más pequeñas y frecuentes, con caída de ceniza en La Fortuna. La colada de lava activa desde mayo de 1995 (hacia el flanco W) cesó a principios de enero de 1996, después de 8 meses de movilidad. A mediados de marzo se inició otra colada en dirección N. Uno de los lóbulos llegó a escasos 600 m del lago Cedeño, a mediados de junio. En el punto de emisión de esta colada, se formó una fuente piroclástica casi continua con un cono de escorias u hornito (30 m de altura), que se mantuvo activo entre junio y agosto (Soto, 1997b; Soto y Arias, 1998).

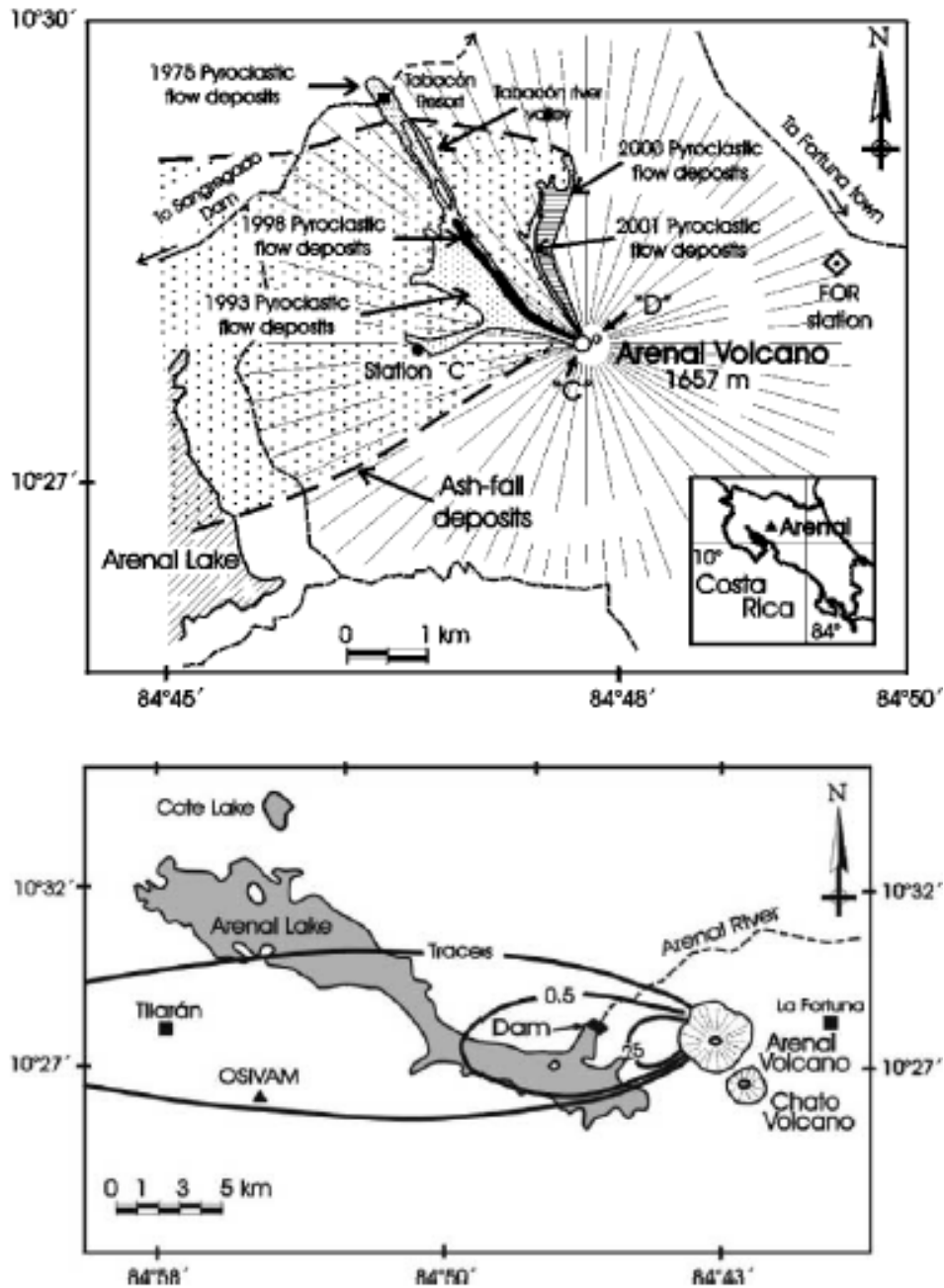


Fig. 4.16: Arriba, distribución de algunos de los flujos piroclásticos principales en el Arenal (1975, 1993, 1998, 2000 y 2001) y el área de afectación por caída de ceniza en el caso del flujo de 1993 (tanto arriba como abajo). Basado en Alvarado y Soto (2002).



Fig. 4.17: Ejemplos de las bombas como componentes principales del flujo piroclástico de 1993. Arriba, bomba en forma de coliflor. En el medio, se observa como una bomba muy caliente, fluye una vez depositada fragmentándose en dos; abajo, una bomba “abrazo” y quema parcialmente a un árbol, quedando el molde (calco) del tronco, a modo de fósil reciente (fotografías archivos ICE).



Fig. 4.18: Arriba, depósito de flujo de bombas (“campo de hamburguesas”) que afectaron parcialmente a la antigua casetilla de inclinometría seca C. Hoy día todo ese sector está cubierto de un espeso bosque secundario, casi impenetrable. Abajo, el cráter del Arenal en herradura posterior a derrumbarse en 1993. Al poco tiempo se reconstruyó y creció aún más (fotografías archivos ICE; abajo, posiblemente de Olger Aragón).

En 1997, la actividad fue similar a la de los años anteriores. En mayo, el cráter C produjo unas 288 explosiones, con columnas de ceniza hasta de 500 m sobre el cráter. Además, se formó un nuevo cono piroclástico en el cráter C, de unos 10 m de alto. El vulcanólogo Gerardo Soto estimó, a modo de ejemplo, que tan solo en 1997 el Arenal eyectó entre 5166 (mayo) y 9622 (abril) toneladas de ceniza por mes. En la tarde del 5 de mayo de 1998, se formaron una serie de corrientes de densidad piroclástica concentrada con facies de flujos de bloques y cenizas, que descendieron a unos 2 km del cráter por el valle del río Tabacón (Fig. 4.19 y 4.20). Además, hubo precipitación de cenizas de la nube acompañante hacia el S y SW hasta las Juntas de Abangares (35 km al SW). En agosto se formó de nuevo un pequeño cono (10 m de altura) al S del cráter activo, del cual extruyeron lavas hasta febrero de 1999. Aproximadamente desde el 1998, la formación de domos efímeros fue frecuente y el cono C continuó su crecimiento a tal punto que ya empezó a cubrir parte del antiguo cráter D. Durante 1999, los días de máxima actividad sismovolcánica fueron el 6-7, 11, 13, 16, 18-22 y 25-30 de enero. En febrero, las explosiones en general fueron de baja magnitud y una colada de lava estaba iniciando su descenso el día 16 hacia el flanco NW. El 14 y 20 de marzo hubo dos explosiones de amplitud fuera de lo normal. En abril de 1999 se formó un nuevo cono en el sector NW del cráter, que se mantuvo hasta finales de junio del mismo año, el cual alcanzó una altura aproximada de 30 m sobre la cúspide del cráter (Alvarado y Soto, 2002; Cole et al., 2005).



Fig. 4.19: Flujos piroclásticos de 1998 descendiendo por el río Tabacón. Afortunadamente, se detuvieron antes de las instalaciones turísticas (Fotografía Fernando Alvarado).

Sucesos

Jueves 7 de mayo de 1998

Volcán vuelve a la normalidad

El Arenal fue piadoso

Expertos alertan sobre construcciones en zonas de riesgo

Por ACACILY W. BERNIERI de La Fortuna, San Carlos. Solo sabe por qué no estamos, cuando muertos. La actividad de misiles parciales pudo haber alcanzado al balneario de Tabacón y a los baños de Tabacón y Tabacón", afirmó ayer Jorge Barquero, jefe de la oficina de turismo del volcán Arenal, quien se encuentra en un momento crítico de su vida por culpa del peligro en que está el centro turístico construido al pie del volcán.

Y es cierto. La gigantesca avalancha de cenizas que bajó volutamente la noche del martes —la más grande de los últimos diez— y dejó a 500 metros del balneario Tabacón, donde se encuentran los 400 personas, turistas y locales, a apenas 50 metros del volcán, un terrible suceso.

En un momento crítico para la reflexión. Las erupciones del Arenal en los últimos días, pero lo que no se anticipa es el nivel de la actividad y la frecuencia de las erupciones, expresó, resignado.

El experto también llamó a la atención por la ausencia de alertas con información sobre el peligro que enfrentan los visitantes, y con advertencias sobre las zonas de riesgo.

Barquero, jefe de la oficina de turismo del volcán, dijo que se encuentra en un momento crítico de su vida por culpa del peligro en que está el centro turístico construido al pie del volcán.

Y es cierto. La gigantesca avalancha de cenizas que bajó volutamente la noche del martes —la más grande de los últimos diez— y dejó a 500 metros del balneario Tabacón, donde se encuentran los 400 personas, turistas y locales, a apenas 50 metros del volcán, un terrible suceso.

En un momento crítico para la reflexión. Las erupciones del Arenal en los últimos días, pero lo que no se anticipa es el nivel de la actividad y la frecuencia de las erupciones, expresó, resignado.

Volcán Arenal

Turistas violan límites

● Visitantes retornaron a hoteles y parque

ARMAN MEZA Y CARLOS HERNÁNDEZ

La Fortuna (San Carlos). Llegar hasta donde está se encuentran las toneladas de material que el volcán Arenal ha expulsado durante los últimos días parece no satisfacer a los turistas, quienes prosiguen las visitas de peligro a utilizar zonas de alto riesgo para llegar a zonas de alto riesgo.

Existen varias zonas "peligrosas" que llevan a los excursionistas hasta sus lugares con el fin de cobrar unos cuantos dólares más. Ninguno de los visitantes del peligro al que se exponen.

De acuerdo con Rolando Jiménez, jefe de guardaparques del parque nacional Volcán Arenal, Jorge Barquero, vulcanólogo, expresó que los turistas en esos sitios constituyen un gran problema.

El único lugar por el cual se entra y prohíbe el acceso de los turistas es la zona de la entrada principal del parque, desde allí funcionan los tours al volcán hasta el punto de salida.

En los últimos días se han registrado más de diez casos de turistas que se acercan a las zonas de riesgo, pero no se conforman con pagar el costo de los tours en consecuencia, violan las normas que los prohíben de ingresar a las zonas de riesgo.

Como resultado de esto, se han registrado más de diez casos de turistas que se acercan a las zonas de riesgo, pero no se conforman con pagar el costo de los tours en consecuencia, violan las normas que los prohíben de ingresar a las zonas de riesgo.

Sucesos

Jueves 7 de mayo de 1998

Lluvias causarían avalanchas

La Fortuna, San Carlos. Aunque cesaron las erupciones del Arenal y las avalanchas de materiales piroclásticos —más o menos—, como se puede apreciar, podrían producirse nuevamente esta actividad en la gran cantidad de cenizas acumuladas en las falldas del coloso tras ayer motivo de preocupación para las autoridades, pues consideran que, de volver torrencialmente, podrían registrar gigantescas avalanchas.

"Es un hecho. Las cosas se nos hacen complicar cuando empezamos a hacer. Hay mucho material en las falldas y, tarde o temprano, bajarán en forma de avalanchas", afirmó Jorge Barquero, jefe de la oficina de turismo del volcán, quien se encuentra en un momento crítico de su vida por culpa del peligro en que está el centro turístico construido al pie del volcán.

Y es cierto. La gigantesca avalancha de cenizas que bajó volutamente la noche del martes —la más grande de los últimos diez— y dejó a 500 metros del balneario Tabacón, donde se encuentran los 400 personas, turistas y locales, a apenas 50 metros del volcán, un terrible suceso.

En un momento crítico para la reflexión. Las erupciones del Arenal en los últimos días, pero lo que no se anticipa es el nivel de la actividad y la frecuencia de las erupciones, expresó, resignado.

Nacional

LA REPUBLICA

A alerta roja

4A Martes 6 de mayo de 1998

La erupción del volcán Arenal provocó que durante toda la tarde ayer se congregara gran cantidad de personas en las cercanías para observar el espectáculo.

La Fortuna. Una de las más grandes erupciones de los últimos años provocó ayer a las 12:54 p.m. en el volcán Arenal, la cual fue acompañada por un terremoto de 4.5 grados en la escala momento del centro.

Esta erupción originó además una avalancha de cenizas y lava que produjo una gran cantidad de víctimas y el asombro de las mismas pobladoras del lugar.

Se resquebrajó para los vecinos en algunas viviendas. "La última erupción de hoy fue un pequeño más grande", manifestó Carlos Pineda, jefe de la oficina de turismo del volcán, quien se encuentra en un momento crítico de su vida por culpa del peligro en que está el centro turístico construido al pie del volcán.

Y es cierto. La gigantesca avalancha de cenizas que bajó volutamente la noche del martes —la más grande de los últimos diez— y dejó a 500 metros del balneario Tabacón, donde se encuentran los 400 personas, turistas y locales, a apenas 50 metros del volcán, un terrible suceso.

En un momento crítico para la reflexión. Las erupciones del Arenal en los últimos días, pero lo que no se anticipa es el nivel de la actividad y la frecuencia de las erupciones, expresó, resignado.

Fig. 4.20: Diferentes noticias sobre los flujos piroclásticos de 1998. Vendría a ser un aviso de la tragedia que ocurriría dos años después.

En enero del 2000 se observó el descenso de lava por los flancos NNE, SE y E. Las faldas NE y SE fueron continuamente afectadas por lluvia ácida y piroclastos de caída. El 23 de agosto del 2000 tuvo lugar la actividad más importante, cuando al menos 27 corrientes concentradas sucesivas de densidad piroclástica descendieron por el flanco NNE del volcán, hacia el lago Cedeño y ocasionaron la muerte de dos personas, que fueron alcanzadas por las cenizas ardientes de las facies de oleadas piroclásticas acompañantes de los flujos (Alvarado y Soto, 2002). El descenso de las corrientes de densidad piroclástica estuvo acompañado de numerosas explosiones, así como de columnas de cenizas y gases (Fig. 4.21, 4.22 y 4.23). Dos de los fallecidos fueron los siguientes: el guía turístico Ignacio Protti, quien falleció a los 28 años el 24 de ese mes, y la niña Raleigh Goldberg, de 8 años, falleció el 6 de setiembre del 2000 y la madre, al parecer sobrevivió. La causa de la muerte fue, con seguridad, el efecto de los gases y cenizas a elevada temperatura (unos 400 °C) por las nubes de cenizas acompañantes (corrientes de densidad piroclástica diluidas) a la primera corriente de densidad piroclástica concentrada.

La formación y destrucción de cuerpos dómicos, posiblemente desde el 2000, posiblemente se refieren a cambios en la reología de las lavas erupcionadas. Durante el período 1995-2008, en general la actividad del volcán Arenal fue similar a la que mantenía desde 1984, es decir, de tipo explosivo y efusión de lavas, con la salvedad de una mayor frecuencia de corrientes de densidad piroclástica concentrada y la formación de conitos de escorias efímeros (1996-1999) en la periferia del cráter Activo. También se dio la paulatina transformación de una poza de lava cratérica en un complejo dómico-lávico, la cual creció unos 35 m desde el 2004, además de la notoria disminución en la frecuencia y energía de las explosiones. Estas consistían en explosiones con piroclastos balísticos y eólicos, emisiones de columnas de vapor y de gases, algunas audibles. La actividad efusiva se mantuvo constante en el cráter C, principalmente hacia los flancos W, NW y N y, con menor frecuencia, hacia el SW y NE. Sin embargo, SW y NW han sido las direcciones preferenciales de las coladas de lava desde 1968 al presente. La actividad fumarólica fue constante en los cráteres C y D, lo cual produjo, en algunos casos aislados, caída de lluvia ácida hacia los sectores NW, NE y SE, además de la casi perenne exhalación de gases azulados hacia el NW y W (Arroyo et al., 1999, 2000; Arroyo y Taylor, 2002; Murillo y Ruiz, 2004; Abarca y Matamoros, 2006).

Mientras que en diciembre de 1995 el número de explosiones típicamente ocurrían cada 30 minutos aproximadamente y se contabilizaban hasta 60 explosiones diarias, en 1998 la actividad decreció y, en general, entre ese año y el 2000, el número de explosiones diarias variaba entre 0 y 5 (Cole et al., 2005).



Fig. 4.21: Uno de los varios flujos piroclásticos descendiendo hacia Los Lagos, captados el 23 de agosto del 2000 (Fotografías Guillermo Alvarado).



Fig. 4.22: Arriba la vegetación quemada y parte de los depósitos de los flujos piroclásticos del 2000, mientras que abajo, la noticia (24/08/2000) sobre los efectos de los flujos piroclásticos de 1993 sobre el flanco del Arenal en dirección a Los Lagos.



Fig. 4.23: Efectos de los flujos y las oleadas piroclásticas sobre el terreno y la vegetación asociados con la erupción del 23 de agosto del 2000.

El 14 de setiembre del 2000, el Arenal emite ceniza a los poblados cercanos y avalanchas de lava, situación que se repite el 19 de ese mismo mes. La actividad más importante del 2001 tuvo lugar entre el 24 y el 26 de marzo, cuando varios pulsos (al menos 22) de corrientes de densidad piroclástica concentrada descendieron por el flanco NNE del volcán (dividiéndose en 3 lóbulos), hacia el lago Cedeño (Alvarado y Soto, 2002). Posterior al descenso de las corrientes de densidad piroclástica, se inició la extrusión de una colada de lava por el mismo canal dejado por ellos y se detuvo a finales de abril, al acumularse en la pared NNW del cráter, sobre un sector inestable. En la primera semana de mayo comenzó el descenso de otras dos coladas de lava, formadas por el derrumbe parcial de estos productos eruptivos inestables. La situación se mantuvo a finales del mes de mayo, junto con la presencia de gases azulados descendiendo por el flanco W. Entre finales de octubre y principios de noviembre la actividad explosiva fue de escasa magnitud y baja frecuencia, de poca altura y producción de ceniza.

Durante los meses subsiguientes hubo de baja a moderada actividad, pero las coladas de lava continuaron emergiendo. Para el 2003, la actividad del Arenal se mantuvo con pequeñas erupciones en el cráter C (una de estas, por su tamaño, el 20 de junio a las 8:47 a. m. sacó de la rutina a los vecinos del volcán), cuyos depósitos en la cúspide hicieron crecer paulatinamente al cono algunos metros. Además de frecuentes derrumbes de los frentes de las coladas a lo largo de todo el año, el 5 de setiembre se registró una serie de corrientes de densidad piroclástica concentrada hacia los flancos N y NE del volcán Arenal, dirigida hacia el sector de Los Laguitos (trayecto de 1550 m). Se contaron 5 eventos en el lapso aproximado de una hora. El origen de corrientes de densidad piroclástica concentrada se debió al colapso de un frente de colada activo que era evacuado desde el borde N del cráter del volcán. Las áreas afectadas estuvieron todas dentro de los linderos del parque nacional, así como dentro de las áreas restringidas, de alto peligro. Las corrientes de densidad piroclástica concentrada descendieron hasta los ~775 m s. n. m., para un trayecto de ~1550 m. La ceniza fina producida fue arrastrada hacia el W, pero se depositó principalmente en los primeros 5 km desde el volcán. Se presentaron coladas de lavas hacia varios sectores de las laderas, principalmente hacia el N y NW (Fig. 4.24). La colada de lava del 5 de setiembre, producida por las corrientes de densidad piroclástica concentrada, se mantuvo activa por varias semanas; desde ella se desprendían bloques que llegaban rodando hasta el frente de los abanicos formados por las corrientes de densidad piroclástica (Taylor et al., 2004). Varias coladas de lava se desarrollaban hacia varios sectores de las laderas, principalmente hacia el N y NW. Aunque la tendencia general fue hacia el descenso en su actividad eruptiva, el volcán Arenal aumentó su actividad sísmica durante el año 2003 con respecto a los dos años anteriores (Soto y Taylor, 2003).



Fig. 4.24: Flujos piroclásticos del 2003 en el flanco del Arenal en dirección al río Tabacón (fotografía de fuente desconocida). Desde la construcción del balneario en 1985, ningún flujo piroclástico alcanzó las instalaciones.

Durante las explosiones (p. ej., 18 de febrero del 2004), las bombas y bloques incandescentes fueron expelidos a velocidades supersónicas que pueden alcanzar hasta los 720 km/h (Donnadieu et al., 2005). A pesar de lo anterior, el 2004 estuvo caracterizado por actividad explosiva baja que aumentó hacia el final de año, con corrientes de densidad piroclástica concentrada pequeñas, producto del colapso de frentes de lava (6 de julio, 25 de agosto y 15 de setiembre). En febrero del 2005, la explosiones, aunque no tan frecuentes, lanzaban fragmentos de lava a velocidades entre 72 km/h y 144 km/h (Valade y Donnadieu, 2011; Valade et al., 2012). Un ligero repunte en la actividad se observó en este año, con el crecimiento de un nuevo domo en el cráter C y nuevamente el colapso de frentes de lava (p. ej., 2 de noviembre del 2005).

Para el 2006, la actividad estuvo representada por el decaimiento en las explosiones con corrientes de densidad piroclástica concentrada menores (2 y 12 de febrero, 1 de abril, 10 de mayo), patrón que se mantuvo inclusive a mediados de año. Las coladas de lava, lluvia ácida y algunas avenidas frías por los ríos estuvieron igualmente presentes (Abarca y Matamoros, 2006; OVSICORI-UNA, 2006; Vargas et al., 2006). El 6 de junio del 2008, a las 09:20 a. m., se informó de corrientes de densidad piroclástica concentrada originadas en la parte alta de la colada del sector SW, que fueron más voluminosas que las de setiembre del 2007. Las corrientes de densidad piroclástica concentrada (o flujos piroclásticos), al transportar grandes bloques de lava (incandescentes y fríos), dado su poder erosivo, formaron un canal que luego fue rellenado con los bloques que continuaron bajando. Se produjeron por el colapso del frente de la colada de lava

activa, que había quedado en una situación de alta pendiente. Dicha colada continuó activa hasta el día 9 de junio, formando, por el constante derrumbe de su frente, un complejo abanico de bloques, muy similar a los observados en el flanco N, sector Los Lagos. Los deslizamientos de bloques del frente de colada continuaron hasta el 15 de junio y subsiguientes, mientras que en vistas nocturnas se apreciaba el frente de la colada al “rojo vivo” y los bloques desprendiéndose de su frente. El 10 de junio, entre las 7:00 y 9:00 a. m., se dieron una serie de pequeñas corrientes de densidad piroclástica concentrada y deslizamientos en ese mismo sector. Debido a un cambio en la dirección y velocidad de vientos, las cenizas finas, producidas por la molienda de los bloques al rodar, subieron a varios kilómetros de altura en la atmósfera y fueron arrastradas a varios kilómetros de distancia hacia el W del volcán. Es posible que, en el transcurso de la noche del 10 a la madrugada del 11 de junio, ocurrieran nuevas corrientes de densidad piroclástica concentrada y deslizamientos, que pasaron inadvertidos para los pobladores, evidenciado por los depósitos de abanicos de escombros que llegaron cerca de la cota de 950 m s. n. m. A las 6:08 p. m. del 14 ocurrió otra corriente de densidad piroclástica concentrada en ese mismo sector, el cual, en el transcurso de 9 minutos, produjo una nube de cenizas que alcanzó cerca de 4 km de altura y fue desperdigada por el viento hacia el WNW (Soto, 2008a). En julio del 2008, se registraron varias explosiones vulcanianas, al igual que sobresalen los eventos de octubre y setiembre del 2008.

De marzo a junio del 2009, la actividad del Arenal se caracterizó por presentar entre 15 y 20 sismos volcanotectónicos por mes. A partir de marzo, la actividad volcanotectónica se incrementó, se produjeron 67 sismos en marzo, 32 en abril, 45 en mayo y 26 en junio. Dentro de este período, las coladas de lavas fueron cortas y provocaron deslizamientos de rocas. Dado que la lava mantenía una baja tasa de extrusión de cerca de 0,1 m³/s (un tercio de la tasa en la década de 1990), las coladas de lava (<1 km de longitud) se mantuvieron en las partes del cono, desde donde, con frecuencia de minutos, ocurrían deslizamientos de su frente blocoso y llegaban a formar abanicos de bloques en la parte media del cono (entre 800-1000 m s. n. m.). Se puede decir que esta fase de actividad finalizó con cuatro pequeñas corrientes de densidad piroclástica concentrada en la tarde del 16 de junio (4:34, 4:38, 4:42 y 4:46 p. m.), en las cuales fue la parte baja de la colada de lava activa la que se desprendió. También se produjeron otras corrientes de densidad piroclástica menores: el 23 de junio (entre 15 y 18 corrientes de densidad piroclástica desde las 11:45 a la 1:55 p. m.), el 29 de junio y el 7 de julio (comenzando a las 10:30 a. m.), esta última obligó el cierre temporal del parque nacional (Soto y Taylor, 2009) (Figura 6.10). En enero del 2010, nuevas coladas de lava comenzaron a descender sobre el flanco S, con algunas pequeñas avalanchas. Los bloques de lava continuaban rodando desde frentes cercanos a la cima en el sector WNW y NNW (Los Lagos). La actividad exhalativa del cráter C era intensa con explosiones menores ocasionales entre febrero y marzo del 2010, cuyos penachos de ceniza se elevaban de decenas a centenas de metros de altura. La cantidad de erupciones aumentó a partir del 27 de febrero del 2010, a las 02:33 a. m. hasta el mediodía, cuando se produjeron más de 12 erupciones y un aumento en la tasa de salida de lava. El 2 de marzo del 2010, aproximadamente a las 11:30 a. m., se produjo una explosión que sobresalía sobre las de los meses anteriores, aunque en términos generales era normal con respecto a la actividad observada en el volcán (Taylor y Soto, 2010). El 24 de mayo, entre las 10:00 a. m. y la 1:00 p. m., se originaron de 10 a 15 corrientes pequeñas de densidad piroclástica concentrada, procedentes del frente de una colada de lava activa, con dirección hacia el sector SSW del volcán. Posteriormente, el frente de la colada de lava, que estuvo temporalmente detenido, se reactivó y se desprendieron bloques que rodaron ladera abajo hasta depositarse en forma de abanicos cerca de los 800-900 m de altitud. Los bloques incandescentes fueron vistos “al rojo vivo”, incluso durante el día. Por su parte, el conducto, al quedar relativamente liberado de la coraza

de lava superior, favoreció una actividad explosiva más intensa con proyección de bloques y cenizas hasta una altura de 200-300 m sobre el cráter. Las cenizas eran transportadas por los vientos alisios predominantes, principalmente hacia el W. No obstante, con la entrada de los vientos del Pacífico, se favorecía también la caída de cenizas hacia el N y hacia el NE del volcán. Esta fase de actividad alta finalizó con pequeñas corrientes de densidad piroclástica concentrada en las últimas dos semanas de junio del 2010 y otras menores a principios de julio.

En octubre continúan los patrones observados en los últimos años: coladas de lavas cortas con tasa de erupción baja (alrededor de $0.1 \text{ m}^3/\text{s}$) evacuadas principalmente hacia el sector SW del volcán (Taylor y Soto, 2010). A finales de setiembre del 2010, una nueva colada de lava se derramó y las explosiones, que se habían incrementado este año, fueron intensas a principios de octubre. El 2 de octubre en la mañana una explosión moderada fue seguida por el colapso menor de esta lava incipiente, lo cual formó un derrumbe de bloques en el sector N. Las explosiones menores (altura de penacho de cenizas de decenas a centenas de metros de altura) continuaron a lo largo del mes, pero debido a los cambios en la dirección del viento, de manera estacional (cada año entre setiembre-octubre), cayeron cenizas en el sector N, NE y E. Algunas cenizas finas alcanzaron la población de La Fortuna. La actividad del Arenal en el 2010 decreció en magnitud en forma significativa desde julio del 2010 (a 42 años de su despertar) y en particular a partir octubre del 2010 hasta enero del 2011, en donde se observan los últimos avances de las coladas de lava. Sin embargo, no se está claro si estas coladas de lava poseían una alimentación directa desde el cráter, o si eran tan solo los remanentes de los frentes de lava de las últimas lenguas de diciembre del 2010, aún en movimiento en enero del 2011 debido a la acción de la gravedad.

Frecuentemente, cuando las coladas de lava avanzaban destruyendo el bosque, se bifurcaban en dos lenguas para volverse a encontrar algunas decenas o cientos de metros adelante, dejando entre ellas una isla de bosque intacto o “isla de supervivencia”, conocida por los nativos de Hawái como “kipuka”. A partir de este tipo de islas, las esporas y las semillas de los árboles, así como la fauna que quedó encerrada se pueden extender a las lenguas inertes de lava fría. Entre 1968 y el 2010 el volcán Arenal erupció en forma casi continua unas dos centenas de coladas de lava, cuyas velocidades de avance variaron entre 0.3 y 50 m/h. Diversos especialistas se inclinaron por el estudio de la dinámica y morfología de las coladas de lava compuestas del Arenal (Sáenz, 1977; Bennett y Raccichini, 1977; Borgia et al., 1983; Wadge, 1983; Cigolini et al., 1984; Murillo y Ruiz, 2004). Las coladas de lava llegaron a cubrir un área de 7.5 km^2 con espesores variables entre 5 y 100 m, para un volumen equivalente superior a 0.6 km^3 (0.55 km^3 desde 1968 hasta el 2004, Wadge et al., 2006).

La sismicidad actual es baja y no se volvieron a registrar explosiones desde el 2 de octubre del 2010, cuando ocurrió la última.

En términos generales, se puede resumir el comportamiento eruptivo del Arenal desde su despertar hasta su nueva fase de dormir en los siguientes hechos (Cuadro 4.1):

Cuadro 4.1: Resumen sobre la actividad eruptiva del Arenal (Alvarado, 2021).

Fecha	Actividad
1968	Despertar explosivo tipo peleano, magma tipo andesítico.
1968-1973	Alta tasa de extrusión de lavas basáltico andesíticas desde el cráter A y formación de un domo hacia el final del periodo.
1973-1974	7 meses de calma en la extrusión de lavas, mediados de agosto de 1973- mediados de marzo de 1974.
1974-1983	Cambio en el foco de salida de lavas con una tasa menor de extrusión desde el cráter C, corrientes de densidad piroclástica concentrada de 1975 y una pequeña fase explosiva en 1980. Se inició la formación de una poza de lava cratérica.
1984-1986	Actividad estromboliana frecuente y efusiva; presencia de una posible poza de lava cratérica.
1987-1999	Coladas de lava de moderada longitud, corrientes de densidad piroclástica concentrada importantes, explosiones vulcanianas y formación de hornitos estrombolianos, particularmente entre 1996 y 1999, así como el cambio gradual de una poza de lava a la formación de domos bajos.
2000-2010	Extrusión de lavas cortas, actividad vulcaniana, pero con pocas explosiones y la formación de domos en el cráter Activo con corrientes de densidad piroclástica concentrada menores asociadas.
2011-2020	Cese de la actividad explosiva y efusiva; actividad fumarólica de temperatura alta en sus cráteres cuspidales, sismicidad de fondo y fuentes termales en sus flancos NW, N y NE.

Durante todo este lapso, el Arenal se caracterizó por la salida de coladas de lava en forma casi permanente y productos explosivos, particularmente durante su inicio en 1968, además por las explosiones menores (estrombolianas y vulcanianas).

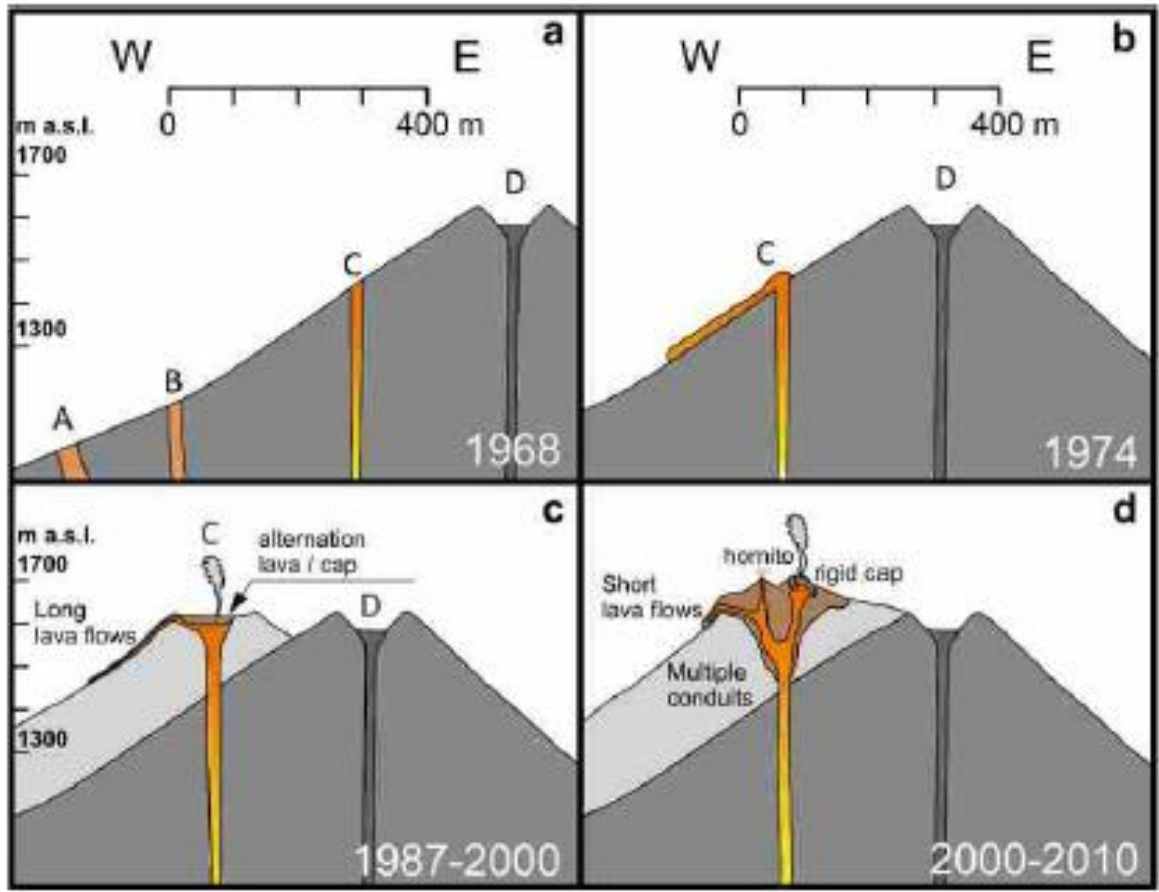


Fig. 4.25: Sección geológica esquemática del Arenal con sus principales etapas evolutivas (Mora et al., 2022).

4.3 EL DORMITAR ERUPTIVO A PARTIR DEL 2011 HASTA EL PRESENTE

Después del 2010, el Arenal entró en una fase de dormitar hasta la fecha (más de una docena de años). Los únicos procesos volcánicos son sismicidad de fondo (tremor, sismos volcanotectónicos y otros sismos de baja frecuencia), fumarolas cuspidales, actividad exhalativa en periodos de lluvias intensas y las fuentes termales. La temperatura de las fumarolas todavía se mantiene alta, en unos 300 °C, según información medida por los vulcanólogos del OVSICORI.

Resulta con ello inevitable preguntarse si entró el Arenal en una nueva fase de dormir por décadas o incluso siglos, pero esas son las señales que el volcán da después de varios años de inactividad, dado que la última vez que estuvo relativamente pasivo fue entre agosto de 1973 y marzo de 1974 (tan solo 7 meses). En tal caso, el Arenal perdió su calificativo de estar dentro de la lista de los 16 volcanes más activos del mundo, al tener varios años de inactividad, con tan solo emisiones tranquilas de gases en sus cráteres. Al entrar el volcán en una fase de dormir, resulta sumamente difícil pronosticar cuándo será la próxima erupción. Lo que sí se sabe es que el Arenal va a volver a activarse tarde o temprano, pero el problema es que muchas de sus erupciones prehistóricas fueron varias veces más grandes que la de 1968. Por lo tanto, en un próximo despertar, si ocurriera en unos siglos, sería probablemente más destructivo. Por lo anterior, la planificación territorial hacia el futuro, incluso para generaciones de costarricenses que aún no han nacido, deben tomar en cuenta las zonas de amenaza planteadas en mapas de peligro volcánico para mediano y largo plazo. Dentro de ello, habría que contemplar la formación de nuevos cráteres, particularmente en su flanco W y N (Alvarado et al., 1997).

Me falta consultar y citar este trabajo:

Bulletin of Volcanology (2022) 84:66
<https://doi.org/10.1007/s00445-022-01570-8>

REVIEW ARTICLE

Evolution and dynamics of the open-vent eruption at Arenal volcano (Costa Rica, 1968–2010): what we learned and perspectives

Mauricio M. Mora¹ · Philippe Lesage² · Waldo Taylor-Castillo³ · Sylvie Vergnolle⁴ · Loïc Fourel⁴ · Gerardo J. Soto^{1,5}

Received: 11 October 2021 / Accepted: 10 May 2022
© The Author(s) 2022

5. ACTIVIDAD VOLCÁNICA SECUNDARIA (FUMAROLAS Y FUENTES TERMALES)

A continuación, se presenta una síntesis de la actividad secundaria (fuentes termales, mofetas húmedas y fumarolas) en el volcán Arenal. Las diversas fuentes termales localizadas en los alrededores del volcán Arenal, se volvieron turísticamente famosas desde los inicios de la década de los noventa del siglo pasado. Quizás la primera mención que pueda referirse a ellas proviene del científico alemán Alexander von Frantzius (1873), a quien le comentaron sobre la existencia de fuentes termales en el sector donde nace el río Pocosol*, afluente del San Juan y a pocas leguas de las fuentes termales de Peñas Blancas. El río Pocosol nace cerca de Monterrey de San Carlos, a 13.5 km al NE del volcán Arenal y a menos de 9.5 km de su base (nominado por von Frantzius como volcán de Río Frío en su mapa de 1861 y cerro Pelón en el de 1869). Por ello quizás las fuentes termales reportadas en el siglo XIX en las nacientes del Pocosol (sic) pueden corresponder con las que nacen en el río Arenal, al pie del volcán. Se debe recordar que a mediados del siglo XIX la región de San Carlos era poco explorada y los mapas muy imprecisos, situación que se mantuvo para la mayoría de los costarricenses del Valle Central hasta la década de los ochenta del siglo pasado, cuando comenzaron a visitar más la región de Arenal y San Carlos en general. En efecto, al pie del volcán Arenal y en el río Arenal se han localizado al menos 7 manantiales calientes, tres de ellos posiblemente existentes previo al periodo eruptivo del Arenal (1968-2010), por lo que alguno de ellos puede corresponder con el N.º 23 mencionado por el citado naturalista alemán von Frantzius.

El volcán Arenal se localiza en un punto de intersección de varias fallas holocenas activas, con orientaciones predominantes N-S, NW-SE y WNW-ESE. Los manantiales del volcán se localizan preferencialmente en la intersección de los planos de falla con la superficie o cerca del contacto litológico entre depósitos piroclásticos antiguos y lavas más recientes. Los manantiales calientes se sitúan en la región del volcán que parece más densamente fallada, lo que sugiere un flujo subterráneo preferencial a lo largo de las fallas (López et al., 1994, 2006; Soto et al., 1995, 1999).

El edificio volcánico está formado por una armazón de lavas que predomina en su parte oriental, depósitos piroclásticos y sedimentarios (arenas y bloques de lava) interdigitados. La permeabilidad primaria de las lavas es baja pero debido a su estructura en bloques, la permeabilidad secundaria permite una alta infiltración y circulación de agua. Adicionalmente, la permeabilidad vertical a lo largo de las fallas que intersecan al volcán puede ser bastante alta, como lo sugiere la localización de las fuentes termales. La precipitación pluvial anual en el volcán es alta y frecuentemente excede los 5 m por año. Esta pluviosidad y la cobertura rocosa altamente permeable del volcán favorecen varios procesos: la infiltración del agua y el transporte advectivo de calor y especies químicas dentro del edificio volcánico.

*En toponimia de la geografía de la región de Arenal-San Carlos, Pocosol como río va pegado, pero como lugar va separado escrito como Poco Sol.

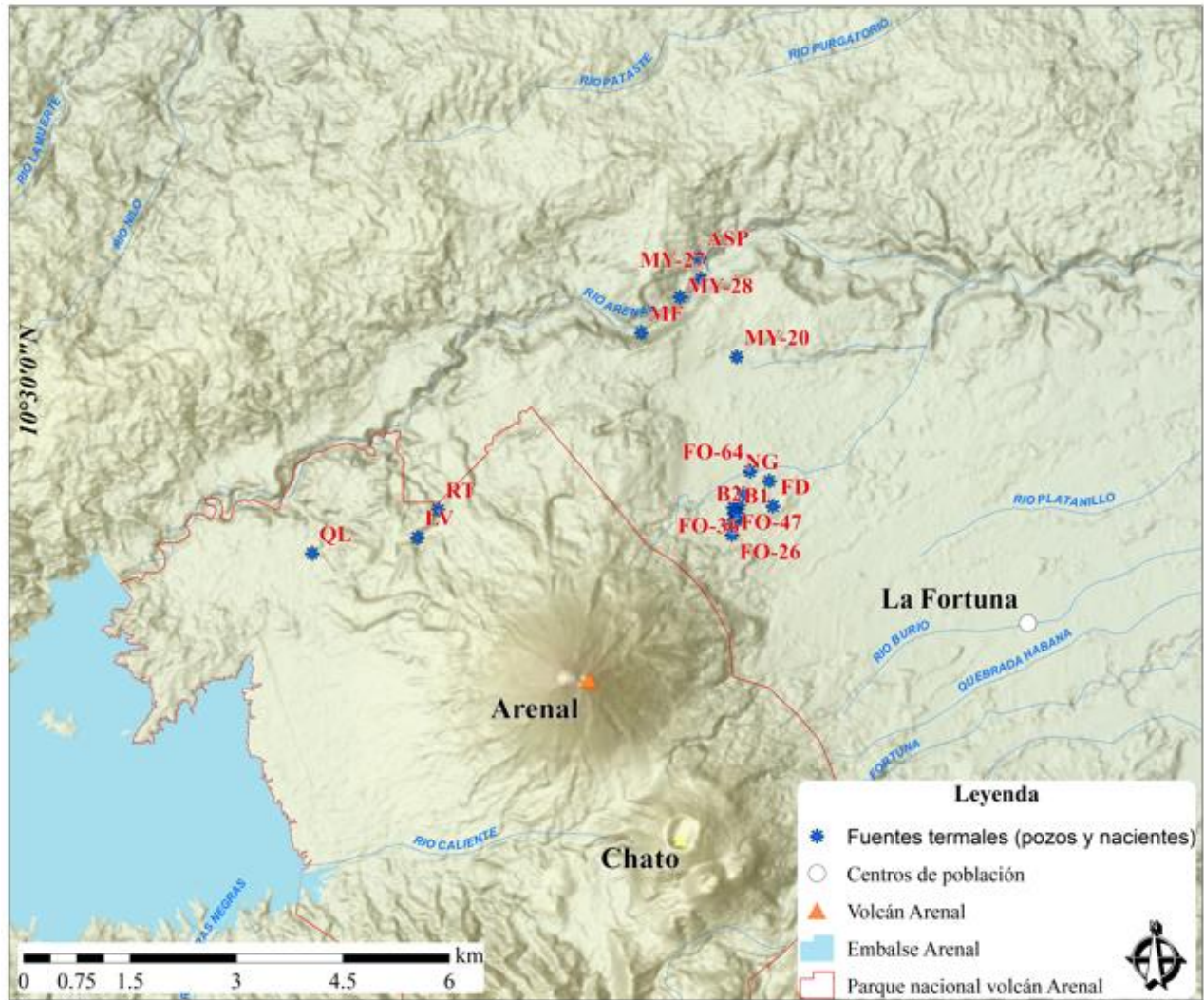


Fig. 5.1: Ubicación de las principales fuentes y pozos termales en el volcán Arenal. QL: Quebrada Lava, QF: Quebrada Fría, RT: Río Tabacón, LV: Laguna Verde, MF: Montaña de Fuego, AP: Arenal Paradise, ASP: Arenal Springs, QG: Quebrada Guillermina, FD: Fuente Doris, QB: Quebrada Bambú, B1 y B2: Pozos 1 y 2 (tomado de López et al., 2006 y trabajos posteriores).

Adicionalmente, se tienen al menos una decena de pozos perforados que explotan las fuentes termales, todos con temperaturas entre 37 °C y 54 °C que, junto con las fuentes termales, se pueden agrupar en tres grupos en sus faldas:

- a) NNW-NW (quebrada Lava, laguna Verde y río Tabacón),
- b) al NNE-NE en el cañón del río Arenal (Arenal Paradise y Springs Resort) y
- c) flanco NE (≥ 10 pozos artificiales, la fuente Doris y quebrada Guillermina).

Los pozos artificiales suministran agua caliente a las piscinas de los balnearios: dos de Baldi Termae (unos 30 m y 50 m de profundidad), uno para el hotel el Silencio del Campo (pozo: 461.992E-274.116N, 22-40 m de profundidad), uno en Titokú (54 m), uno en Loma Real y dos en Royal Corin y tres en Springs Resort. Estos pozos al parecer atraviesan dos acuíferos termales, el más profundo (aprox. 32-50 m), es más caliente y mineralizado, con respecto al más somero con aguas menos mineralizadas, aunque su profundidad no es del todo clara (aprox. 18-30 m) por falta de registros confiables. La geoquímica de estos últimos es similar a la de la quebrada Guillermina y a la fuente Doris, con diferentes grados de mezclas con aguas superficiales frías.

En el diagrama triangular Na-K-Mg, todas las muestras se caracterizan por tener un alto contenido de Mg, inclusive las cloruradas. Las aguas de la quebrada Guillermina y la fuente Doris tienen un considerable contenido de sulfatos. La composición de las fuentes cloruradas muestra que río Tabacón es más rica en sulfato y más baja en cloruro que la quebrada Lava, siendo esta última la más alta en cloruro y la única enriquecida en fluoruro. Las aguas cloruradas se sitúan en el flanco NNW-NW del volcán, contiguo a los flujos lávicos recientes, mientras que las fuentes bicarbonatadas calientes se encuentran en el flanco NNE-NE del volcán (Lopez et al., 1994). La parte esencial de los compuestos clorurados proviene de los gases volcánicos y de incrustaciones fumarólicas, que podrían ser halita (NaCl), silvina (KCl) y algo de salmiac (NH_4Cl), cloruro de aluminio hexahidratado ($\text{AlCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$) y cloruro de hidrógeno (HCl), presentes en los volcanes costarricenses (Bigot y Barquero, 1986; Lopez et al., 1994, 2006).

Las composiciones catiónicas de las aguas reflejan la interacción de esta agua con las rocas pobres en potasio del Arenal. Al graficarse el contenido de B contra el de Cl para las aguas del Arenal, se puede identificar una línea de mezcla bien definida para las cuatro fuentes termales. Otros diagramas composicionales muestran un comportamiento similar (p. ej., F vs. Cl, Na vs. Cl, y Ca vs. F). Tales tendencias en los diagramas composicionales sugieren que existen dos miembros extremos; uno rico en Cl y B (quebrada Lava) y otro bajo en esos elementos (presente en la geoquímica de la fuente Doris y la quebrada Guillermina); las aguas termales del río Tabacón parecen ser producto de dicha mezcla (Soto et al., 1999).

Las aguas meteóricas que drenan el volcán Arenal, ya sea ríos y quebradas o nacientes frías (ojos de agua) son por lo general a temperatura ambiente o tibias (19-25.2 °C), en ocasiones moderadamente tibias (30.2-31.7 °C). En el ojo de la llamada quebrada Fría, suelen ser del tipo bicarbonatadas cálcicas a magnésicas, cercanas a la neutralidad (pH 5.66-8.50), por lo general con un pH alrededor de 6-7. La acidez se veía antes influenciada por la lluvia ácida, el esmog volcánico (muy fuerte mientras el volcán estuvo activo) y la disolución de sales y sulfatos de las coladas de lava y los depósitos piroclásticos recientes (Bigot y Barquero, 1986; Lücke y Sandoval, 2006;

presente trabajo). Hoy, muchas ya deben de poseer una tendencia más alcalina y neutra debido a la disminución de la actividad del volcán.

Según el diagrama triangular $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ (Fig. 5.2), los manantiales Finca La Fortuna y Quebrada Lava son las únicas muestras maduras. Las aguas minerotermales de Loma Real, Hotel Silencio del Campo, Hotel Royal Corín, Loma Real, Quebrada Guillermina y balneario Tabacón son muestras inmaduras, es decir más próximas a la fuente de calor. Los manantiales Quebrada Fría, Laguna Verde y Quebrada Bambú son aguas geotérmicas mezcladas con aguas superficiales, mientras que La Fuente Doris es agua superficial calentada por vapor.

Las fuentes termales del río Arenal (Arenal Paradise y Springs Resort) son fuentes termales que poseen algunos patrones geoquímicos diferentes con las del resto de las fuentes que circundan el volcán Arenal (Fig. 4.31). Por ejemplo, las de Arenal Paradise son las más neutras hasta algo alcalinas de las de la región de Arenal ($37.4\text{-}53\text{ }^\circ\text{C}$; $\text{pH } 7.25\text{-}7.76$), producto de su alta concentración de bicarbonato (concentración de HCO_3^- : $702\text{-}820\text{ mg/L}$). La fuente termal de Springs Resort, por su parte, es la única del tipo bórica en la región de Arenal (concentración de B: $6.20\text{-}7.38\text{ mg/L}$) y la de mayor concentración de cloruros (concentración de Cl^- : $314\text{-}515\text{ mg/L}$). Finalmente, ambas fuentes poseen las más bajas concentraciones de sulfatos (concentración de SO_4^{2-} : $0.03\text{-}2.33\text{ mg/L}$). Por lo anterior, se puede pensar que ambas nacientes termales poseen su fuente de origen en la región de Venado de San Carlos y que drenan al río Arenal, constituyendo un sistema hidrogeológico diferente a las que nacen en los alrededores del volcán. Otra posibilidad más viable es que sean el producto de mezclas de aguas geotérmicas con aguas que provienen de la influencia de las calizas de Venado, la cuales deben de estar presentes en profundidad, con una fuente de calor del volcán, pero de más baja temperatura, quizás inferior a $100\text{ }^\circ\text{C}$.

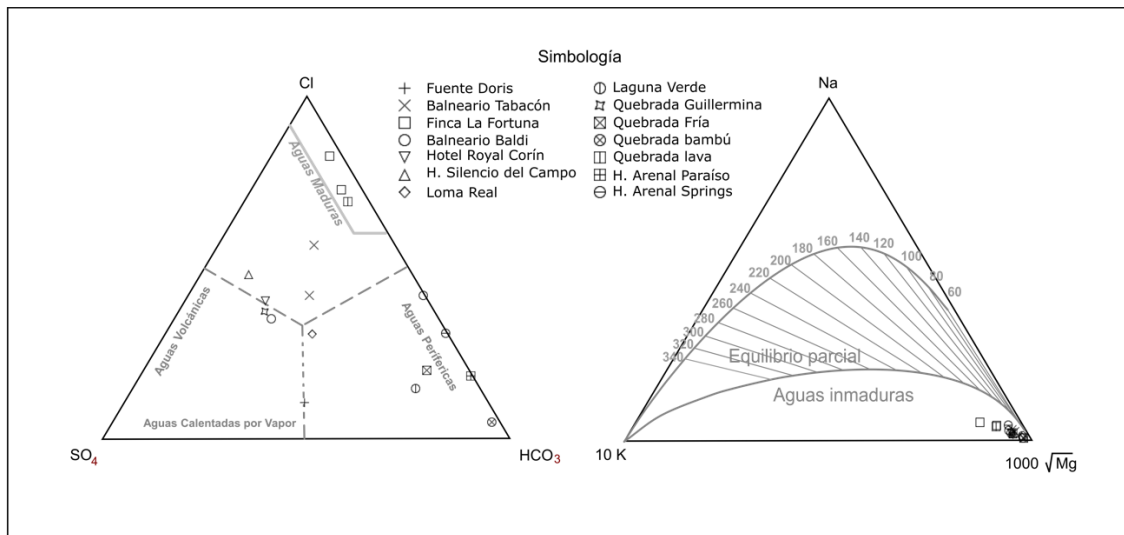


Fig. 5.2: Diagrama ternario de las fuentes minerotermales del Arenal.

En general, dos fuentes de calor y cuatro especies químicas parecen estar generando las aguas termales del Arenal (Bigot et al., 1982; ICE-ENEL, 1989; Marini et al., 1990; Soto et al., 1999; Lopez et al., 2006):

a) Una fuente de calor es externa (exógena), representada por las coladas de lava eruptadas desde julio de 1968 hasta el 2010, y la pluma de gases emitidos, que contribuyen con flujos de calor y especies químicas que conforman parte del agua de lluvia infiltrada. La absorción de los gases magmáticos ácidos (CO_2 , HCl , SO_2 , H_2S , HF) con las aguas que se infiltran, originan soluciones acuosas ácidas que, al interactuar con las rocas, se neutralizan y se transforman en aguas cloruro sódicas debido a la disolución de los cationes de los minerales.

b) La otra fuente es el cuerpo magmático endógeno y el acuífero hidrotermal profundo, que transmite flujos de calor y descarga gases al sistema de aguas subterráneas más superficiales (se cuenta con al menos dos acuíferos termales bajo los 50 m de profundidad en la zona). La fuente del río Tabacón es la que posee una mayor contribución de agua magmática, seguida por la quebrada Lava y la fuente Doris. La fuente Doris y la del río Tabacón poseen los contenidos más altos en nitratos. Las aguas cargadas de CO_2 disuelto, al ascender a lo largo de fallas e interactuar con las rocas, se transforman en bicarbonato, lo que fomenta también un incremento en los metales alcalinotérreos.

Sin embargo, otra posibilidad es que la fuente de calor esté en el cuerpo magmático que dio origen a los domos Los Perdidos o al campo geotérmico Poco Sol, donde las fuentes más cercanas al volcán, como la del río Tabacón, están enriquecidas en $\text{Cl-HCO}_3\text{-SO}_4$, mientras que las intermedias de los Laureles-Baldi son facies con predominancia de Cl-SO_4 , al tanto que las más alejadas, las del río Arenal, predomina el $\text{HCO}_3\text{-Cl}$ (Chavarría y Fajardo, 2012),

En síntesis, las composiciones catiónicas reflejan la interacción de las aguas con las lavas (andesitas basálticas pobres en potasio) del Arenal y el basamento de rocas sedimentarias calcáreas. Las aguas que se descargan sugieren la mezcla de cuatro fuentes geoquímicas:

- a) una cloruro-sódica de elevado componente salino, K, B y F (tipo quebrada Lava),
- b) una pobre en Cl y B, algo rica en sulfatos (tipo fuente Doris),
- c) una proveniente del lado de Venado, cloruro-bicarbonatada, algunas algo sódicas y bóricas, pobremente sulfatadas (tipo río Arenal) y, finalmente,
- d) una diluida, alcalinotérrica de baja salinidad (Cl, Na, K) y B, presente en los manantiales fríos (tipo quebradas Bambú y Fría).

Las aguas del resto de las fuentes termales parecen ser mayoritariamente el producto de la mezcla entre estos tipos de aguas mencionadas.

Al utilizar diferentes geotermómetros, se deduce un acuífero hidrotermal con una temperatura próxima a los $270\text{ }^\circ\text{C}$, alimentado por las aguas meteóricas del Caribe (Marini et al., 1990), mientras que otros estudios estiman temperaturas máximas menores de $186\text{ }^\circ\text{C}$ (Soto et al., 1999). En el presente trabajo, según el geotermómetro de Na/K (Giggenbach, 1988) y al utilizar únicamente las muestras maduras, la temperatura del reservorio es de $286\text{ }^\circ\text{C}$, algo más elevada que lo determinado en los trabajos previos (Fig. 5.3).

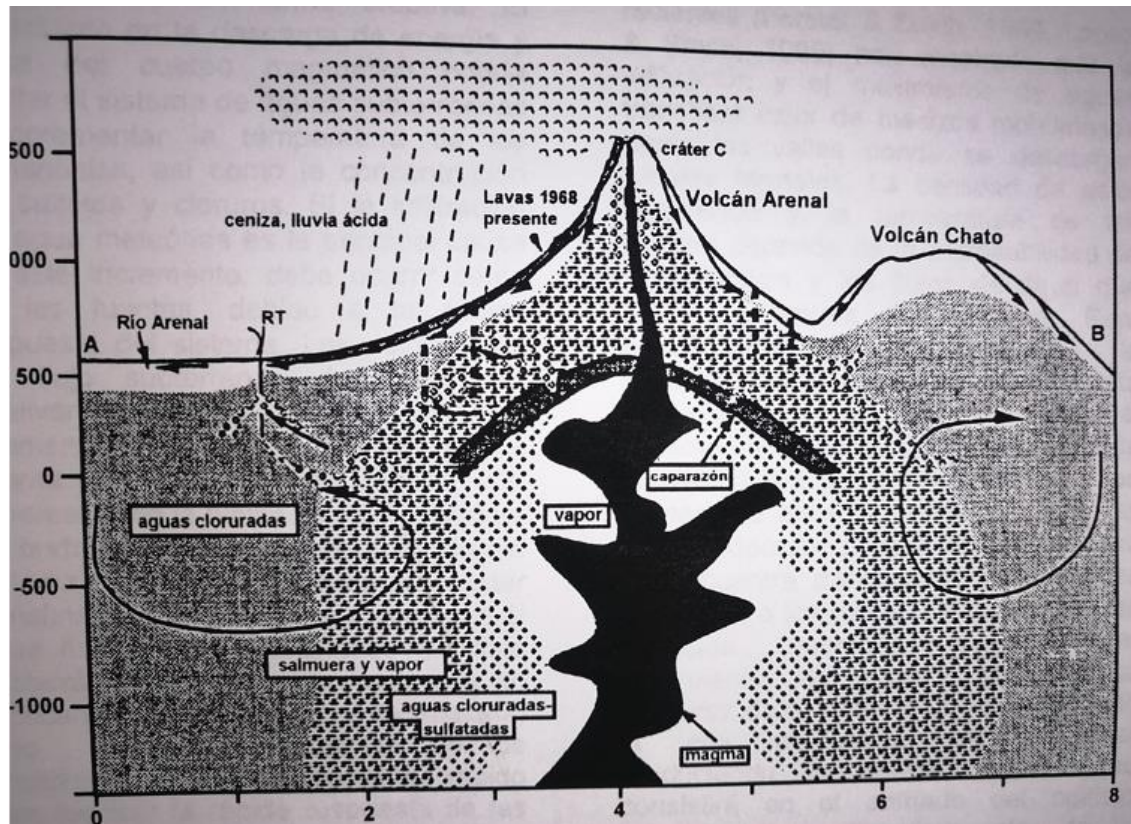


Fig. 5.3: Modelo hidrogeoquímico del Arenal que muestra la fuente de calor y las especies químicas para las fuentes termales y la circulación de las aguas dentro del edificio volcánico.

El impacto del reciente ciclo eruptivo en el sistema de aguas subterráneas no ha sido estudiado en detalle, solo unos pocos estudios se han enfocado sobre la descarga de los manantiales calientes en las faldas del volcán (Birgot et al., 1982; Bigot y Barquero, 1986, ICE-ENEL, 1989; Marini et al., 1990). Hacia finales del siglo XX y, ocasionalmente inicios del XXI, se llevaron a cabo periódicamente una gran cantidad de análisis químicos de las aguas de estos manantiales, que aportaron una importante base de datos para el estudio de las variaciones espaciales y transitorias de la composición química y la temperatura de descarga que ocurren en estas fuentes. El propósito de este estudio fue el de entender los procesos que generan las aguas termales en el volcán Arenal y su posible relación con la actividad eruptiva. Los estudios se enfocaron en dos partes. La primera, en la química de las aguas termales descargadas, con el propósito de entender y caracterizar el tipo de fuente y la relación de su localización con el entorno geoestructural del volcán. La segunda contempló el comportamiento transitorio de la composición y la temperatura, cuyas variaciones son interpretadas al considerar los diferentes procesos físicos que ocurren dentro y fuera del volcán y su entorno. Los resultados fueron dados a conocer en diversos trabajos (López et al., 1995, 2007; Soto et al., 1995, 1999).

Al menos una fuente termal, la del río Tabacón, mostró un incremento en su temperatura y descarga, varios meses antes de la erupción del 29 de julio de 1968 (Alvarado y Barquero, 1987), al mismo tiempo que el agua de la quebrada Platanillo se volvió no apta para el consumo humano debido a su extraño sabor (Molina, 2003). Hasta finales de 1983, las pocas vías de acceso y lo

relativamente remoto que era el volcán Arenal para las personas del Valle Central, se reflejaba en el hecho que solo dos fuentes termales, primero la Tabacón y después la fuente Doris, fueron mencionadas en los primeros trabajos Sáenz y Barquero (1983), incrementándose luego su número en dos nacientes termales adicionales (Bigot y Barquero, 1986), al incorporar a la quebrada Tabacón y quebrada Lava. Por su parte, las fuentes termales laguna Verde, río Arenal fueron descubiertas hasta entrado el siglo XXI, lo mismo que la construcción de los pozos, que se realizó de igual manera en el nuevo milenio.

La mayoría de las nacientes termales son moderadamente ácidas (pH 5.90-6.95) aunque algunas varían entre ligeramente ácidas a ligeramente alcalinas (pH hasta valores de 7.93) y sus temperaturas, en términos generales, se incrementaron a lo largo del tiempo mientras el volcán estaba activo (1968-2010), con excepción de la quebrada Lava que bajó significativamente su temperatura desde 61 °C (hipertermal o fuente muy caliente) hasta valores de 25-29 °C (fuente mineral fría) en el presente. Sus composiciones, en cambio, sí han mostrado variaciones tales como un decrecimiento en Ca, Na y Cl (río Tabacón, quebrada Lava), o un incremento en ellos a lo largo del tiempo (fuente Doris, Baldi Termae 1). Las aguas minerotermales del Arenal se pueden integrar en varios grandes grupos, cuyas composiciones han variado en el tiempo (Lopez et al., 2006):

- a) La quebrada Lava varió de un agua clorurada a una carbonatada, mientras que la quebrada Guillermina ha experimentado un proceso inverso.
- b) La fuente Doris paso de ser clorurada a sulfatada.
- c) Las aguas del río Tabacón y los dos pozos de Baldi Termae son cloruradas, ligeramente carbonatadas.

La quebrada Lava es la única fuente que al parecer se volvió termal debido al emplazamiento de las coladas de lava de 1968-1974 con 49 °C en 1980 (Bigot et al., 1982), 58 °C en noviembre 1982 (Bigot y Barquero, 1986) hasta alcanzar un máximo de 61.1 °C en 1993 (Soto et al., 1999), para nuevamente descender a 29.7-37.2 °C (en el 2004-2005; Lüke y Sandoval, 2005) y, finalmente, su temperatura actual es prácticamente ambiente de 25.6-29.0 °C.

El Cuadro 451 resume la lista de fuentes termales en los alrededores del volcán Arenal, junto con algunas de sus características de temperatura y acidez de cada lugar.

Cuadro 5.1. Resumen de los parámetros principales y tipo de aguas de las fuentes y pozos termales utilizados en los alrededores del Arenal (ver Fig. 4.33).

Nombre de la fuente termal y de centro turístico	Temperatura (°C)	pH	Clasificación geoquímica del agua	Comentario
Tabacón (Tabacón Resort)	42-54	6.5-7.3	Clorurada sódica nitrogenada	3 fuentes termales; la más caliente estuvo muy influenciada por la actividad volcánica, ahora en muy lento enfriamiento. Posee algo de depósitos de travertino
Fuente Doris (Ecotermas Fortuna)	37.2-43.4	6.00-7.24	Magnésica nitrogenada	Dos nacientes termales
Quebrada Guillermina (Los Lagos, Los Laureles, una parte para Ecotermas Fortuna, Arenal Manoa)	40.5-46.8	6.00-6.63	Clorurada sódica y sulfatada magnésica	Depósitos de travertino
Loma Real (pozo)	33.3-33.8	6.25-6.39	Bicarbonatada, clorurada cálcica	
Baldi Thermae (4 pozos)	1: 36.5-40.8 2: 49.0-53.3	1: 6.30-7.03 2: 6.04-6.95	Magnésica sódica ferruginosa	
Balneario Titokú (hotel Kyoro; pozo en el mismo acuífero más profundo en Baldi)	50.5	6.70	Clorurada cálcica a magnésica	
Río Arenal (The Springs Resort)	35.6-41.0	5.90-6.47	Bicarbonatada sódica y clorurada magnésica, tipo bórica y ferruginosa	Influenciada por el basamento calcáreo del Neógeno
Hotel el Silencio del Campo	43.5	6.57		
Río Arenal (Arenal Paradise)	36.5-41.5	6.84-7.93	Bicarbonatada hasta cloruro sódica y sulfatada magnésica	Influenciada por el basamento calcáreo del Neógeno
Kokoro (Kokoro Arenal volcano)	45	6.57	Bicarbonatada sódica y clorurada, magnésica ferruginosa	
Quebrada Lava ("Balneario de los Pobres"*)	25.6-29.9	6.01-7.33	Cloruro-sódico-magnésica, tipo fluórica	Única fuente termal superficial que pasó de muy caliente (61 °C) a fría
Laguna Verde	30.8-43.2	6.34-7.07	Bicarbonatada	

*No confundir con Tabaconcito, que también se le solía llamar así.

Fuente Doris

Quizás, junto con la fuente minerotermal Tabacón, es una de las fuentes termales más antiguas mencionadas en el Arenal. La fuente Doris (hoja Fortuna, 462.215E-273.952N), bautizada por los vulcanólogos en honor a la dueña original de la finca y parte de la ampliamente conocida familia en La Fortuna, los Hidalgo. Está caracterizada por una salinidad moderadamente baja (21-33 meq/l) y una composición bicarbonatada, sulfato-sódico-alcalinotérrica, aunque posee pequeñas participaciones de un componente sódico (Marini et al., 1990) y nitratos, mientras que los análisis más recientes la clasifican como un agua magnésica (Gala Termal, 2015). Las aguas brotan de unos depósitos aluviales cerca al frente de una colada de lava. Su temperatura ha variado entre 37.2 y 43.4 °C y su pH entre 6.00 y 7.24. Actualmente, son explotadas con fines turísticos y recreativos por Ecotermales Fortuna.

Quebrada Guillermina

Fuente termal (hoja Fortuna, 461.906E-274.297N) carbonatada con depositaciones de travertino que presentan incrustaciones de hojas (subfósiles). Sus aguas son bombeadas y aprovechadas por El Hotel, Spa y Resort Los Lagos, el balneario Los Laureles, el Arenal Manoa y una parte por Ecotermales Fortuna. Su temperatura varía entre 40.5 y 46.8 °C y el pH entre 6.00 y 6.63. Las aguas se clasifican como cloruradas sódicas y sulfatadas magnésicas (Gala Termal, 2015).

Royal Corin

Dos pozos se realizaron para suministrar agua termal a las instalaciones de hotel Royal Corin Resort. El pozo principal (hoja Fortuna, 461.731E-273.976N) y más caliente (46.3 °C), es a su vez el más profundo (unos 50 m).

Loma Real

Pozo (hoja Fortuna, 461.875E-273.149N) que se construyó para la extracción de agua minerotermal cuya química es similar a la de Baldi 1. Su temperatura es de 33.3-33.8 °C y pH entre 6.25 y 6.39.

Baldi Thermae

En el centro turístico Baldi Thermae se perforaron dos pozos para extraer agua termal a dos niveles diferentes: pozo 1 (hoja Fortuna, 461.697E-273.825N) más somero a unos 30 m y pozo 2 (Hoja Fortuna, 461.666E-273.855N) a unos 50 m de profundidad. Los dos acuíferos calientes son térmica y geoquímicamente diferentes, siendo el pozo 2 el más caliente y ligeramente más ácido que el pozo 1 (49.0-53.3 °C vs. 36.5-40.8 °C y pH 6.04-6.95 vs. 6.30-7.03, respectivamente), pero en particular, el pozo 2 es más enriquecido en B, Na, K, Mg, SiO₂, Mn, Cl, NO₃⁻, SO₄⁻² y F, lo que indica una menor mezcla con aguas superficiales y un componente volcánico mayor con respecto al pozo 1. Sus aguas son cloruradas magnésicas, aunque pueden variar cloruradas cálcicas, algo sódicas y ferruginosas; el pozo 1 posee una tendencia más bicarbonatada que el pozo 2, que es más clorurado (Lücke y Sandoval, 2006; López et al., 2007; Gala Termal, 2015). Se han perforado dos pozos adicionales en años recientes.

Arenal Paradise

Aprovecha las aguas termales que afloran en el río Arenal (hoja Monterrey, 461.356E-276.396N). Son las fuentes termales más neutrales hasta algo alcalinas de las del Arenal (37.4-53 °C; pH entre 6.84 y 7.93), producto de su alta concentración de bicarbonato (HCO_3^- : 803-808 mg/L), aunque en un estudio reciente (Gala Termal, 2015) su contenido es bajo (HCO_3^- : 230 mg/L). Se pueden clasificar como bicarbonatadas hasta cloruro sódicas y sulfatada magnésicas.

Río Arenal

Fuentes termales que brotan en el cañón del río Arenal (hoja Monterrey, 461.357E-277.473N). Se les bautizó original e informalmente como Arenal Springs por estar localizadas en el río Arenal, previo al nombre definitivo del hotel, que las explota, llamado The Spring Resort y Spa. Corresponden con fuentes termales con temperaturas entre 36.0 y 41.0 °C y pH entre 5.90 y 6.47 con alta concentración de bicarbonato (HCO_3^- : 698-730 mg/L), la mayor concentración de sodio con respecto a las otras del Arenal y la única del tipo bórico (concentración de B: 7.01-7.78 mg/L). Sus aguas se pueden clasificar como bicarbonatadas sódicas y cloruradas magnésicas, a su vez bóricas y ferruginosas. Poseen, además, burbujeo de gas metano y precipitación de hidróxidos de hierro que tiñen las rocas de color naranja. La salida de metano y el color naranja de sus depósitos, la hacen similar a la salida de gas Metano, aunque a temperatura ambiental de la quebrada Naranja (hoja Fortuna), en la falda norte del Arenal (ver Zimmer et al., 2004).

Cuatro pozos interceptaron el acuífero termal: a) uno de 18 m de profundidad y unos 40 °C con 5 L/s (461.228E-277.512N), b) de 24 m y unos 38 °C con 23 L/s (461.214E-277.533N), c) a 44 m y unos 32 °C y d) y el más profundo a unos 100 m de profundidad con salida de gas metano (460.759E-277.702N). Durante el terremoto de Sámara (5 de setiembre del 2012, M_w 7.6), una fuente termal nueva brotó en la zona, aunque se secó al cabo de unos cuatro meses.

Río Tabacón

Una de las fuentes termales más conocidas del país y a nivel internacional es la del río Tabacón. Originalmente fue explotada por el dueño de la finca, don Fabio Cedeño con fines turísticos desde 1985 donde existía una piscina con un tobogán, algunas piscinas más y un restaurante. Luego fue vendida y desarrollada como un complejo turístico por el hotel Tabacón Resort, inaugurado el 13 de abril de 1993. Posee la temperatura más elevada en la actualidad (42.0 °C y 54.0 °C; por lo general 48 °C y 50 °C) y son las más alcalinas (pH 6.11-8.7; en la actualidad con valores entre 6.5 y 7.3) de todas las fuentes alrededor del Arenal. Las aguas termominerales brotan (hoja Fortuna, 457.498E-273.895N) del contacto entre un depósito piroclástico y uno epivolcaniclástico (volcánico re TRABAJADO por acción fluvial) al pie de una colada de lava centenaria. Poseen un contenido relativamente alto de sulfato y de cationes alcalinotérreos con un contenido salino entre 45 meq/L y 68 meq/L. Se le clasifica como un agua clorurada-sódica nitrogenada (Gala Termal, 2015; presente trabajo). Al tomar como base la isotopía, las aguas son una de las aguas más cercanas a la fuente de calor más profunda mezcladas con algo de agua meteórica (López et al., 2006).

Hay otro ojo minerotermal muy cercano (hoja Fortuna, xxx), con algo de depositación de travertino. Otra naciente minerotermal es más fría y se ubica al pie de la colada de lava prehistórica (hoja Fortuna, coordenadas xxx).

Desde el 2008, la composición química de las aguas del Tabacón cambió con el paulatino cese de la extrusión de lava (definitivo a partir del 2010) y de la desgasificación, por lo que la relación $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$, la temperatura y el pH mostraron cambios a mediados del 2010, que indicaban una disminución paulatina del aporte de calor, volátiles magmáticos y elementos formadores de roca hacia el sistema hidrotermal que origina las aguas que alimentan en parte el río Tabacón (Avard et al., 2013). Sin embargo, luego de estos cambios, los valores de estos parámetros se han mantenido estables con muy pocas fluctuaciones en el tiempo: a) las aguas pasaron de ser alcalinas ($\text{pH} > 7$) a ser neutras o ligeramente ácidas (pH entre 6.5 y 7.0); b) la temperatura promedio cayó unos 3 °C y se mantiene estable alrededor de los 49-50 °C y c) la razón $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ aumentó un orden de magnitud, lo que indica un empobrecimiento de las aguas en especies halogenadas de origen magmático y, desde entonces, este parámetro se ha mantenido estable (Avard et al., 2014).

Laguna Verde

Fuente termal (hoja Fortuna, 457.204E-273.506N) que brota cerca del borde de un pequeño lago de represamiento por las coladas de lava de 1968, en las cercanías del antiguo camino de Tabacón. Posee un color verdoso, de allí su nombre y es un agua bicarbonatada (temperatura entre 30.8 y 43.2 °C, pH entre 6.34 y 7.07).

Quebrada Lava

Esta fuente (hoja Fortuna, 455.721E-273.281N) se formó cuando se dio el afloramiento de aguas meteóricas que transitan por las coladas de lava de 1968 (las más distales en el WNW del volcán), de modo que fueron calentadas y formaron un manantial caliente. El agua de la quebrada Lava era originalmente clorurada-magnésica, aunque varió al parecer a partir del 2006 a magnésica y sulfata sódica (Lücke y Sandoval, 2006) con un contenido salino variable entre 36 y 108 meq/l; es la única fuente mineral relativamente fluorada (concentración F: 0.93-1.46 mg/L) en el Arenal.

Con el tiempo se fue enfriando desde una temperatura máxima de 61.1 °C (medida en 1993) hasta su temperatura actual entre 25.6 °C y 29.0 °C (pH entre 6.01 y 7.33), siendo un caso único a nivel nacional de una fuente termal que nació y murió naturalmente en un lapso de menos de cuatro décadas. Cuando su temperatura era todavía alta (particularmente entre 1985 y el 2005), se le utilizó como sitio recreacional local, mediante el represamiento de sus aguas con bloques de lava, llamado en ese entonces como el “balneario de los Pobres”, término que después se utilizó para Tabaconcito.

Río Agua Caliente

El río Agua Caliente, ubicado entre los volcanes Arenal y Chato, debió de haber corrido una suerte parecida a la de la quebrada Lava, es decir, que en algún momento en el pasado reciente fue caliente y se enfrió. Dicho río drena hacia el embalse de Arenal, y posee en aguas frías (19.4-22.2 °C; pH 7.40-8.50). Por años, la gente no dio razón de la existencia de ningún manantial caliente ni se llegó a observar en los recorridos de varios vulcanólogos por dicho río. Sin embargo,

el Sr. Freddy Arce nos narró que en dicho río todavía se logra reconocer la salida de tres nacientes tibias, que se enfriaron en buena parte por el aporte de las aguas del proyecto del ICE Aportes Fortuna. En una de esas supuestas nacientes a veces el agua sale algo tibia en el propio río (hoja Fortuna, 457.605E-268.937N), situación que no se comprobó en el momento de la visita.

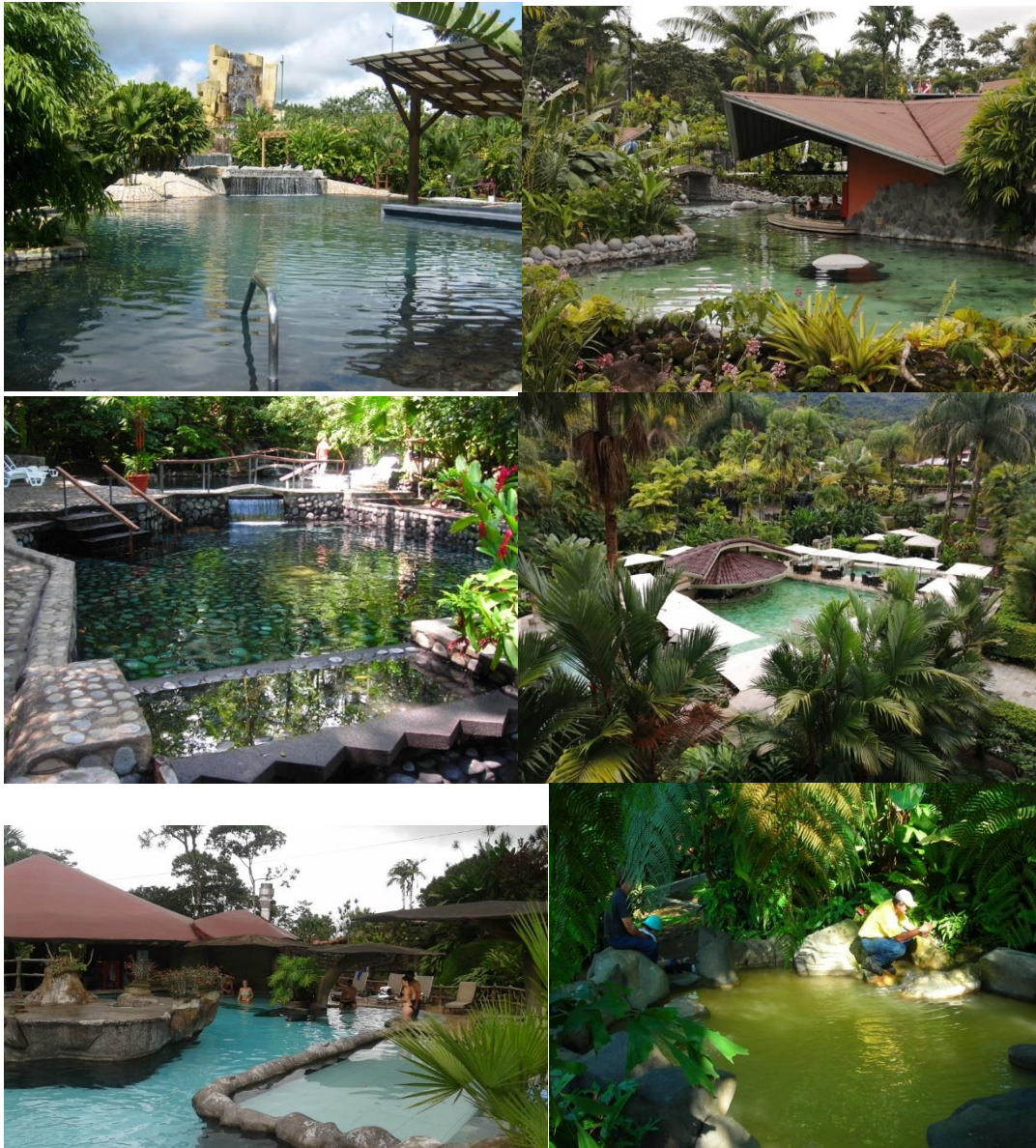


Fig. 5.4: Algunos ejemplos, de los múltiples y hermosos aprovechamiento de las aguas minero-termales en el volcán Arenal, una meca geoturística del termalismo en Costa Rica y a nivel mundial: a) Baldi Thermae, b) Arenal Paradise, c) Ecotermas Fortuna, d) Hotel Royal Corin, e) Los Lagos y f) Toma de muestra para geoquímica del agua minero-termal de The Spring Resort.

6. PELIGRO VOLCÁNICO

Los costarricenses conocen que 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, aunque con picos en erupciones importantes (como el caso de los volcanes Arenal, Poás y Rincón de la Vieja), hasta volcanes con varias décadas de dormir (caso del Irazú y en la actualidad el Arenal). Los vulcanólogos han tomado conciencia de que es prácticamente imposible disponer de un calendario con todas las erupciones de un volcán, además, de que esto requeriría de investigaciones onerosamente prohibitivas para la mayoría de los países. No obstante, se debe al menos intentar la identificación de los períodos de actividad que pueden asociarse con ciclos evolutivos del volcán, base para elaborar mapas y modelos para la prevención y gestión del riesgo volcánico (Crandell et al., 1984; Ortiz, 1996). De hecho, cuando pueden caracterizarse estos ciclos, especialmente los últimos, entonces se está en las mejores condiciones para elaborar modelos útiles para la reducción y mitigación del riesgo asociado a los eventos volcánicos. En este sentido, valiosos intentos se realizaron incluidos en los cuadros cronoestratigráficos presentes en el subcapítulo de Tefroestratigrafía y Dinámica eruptiva, así como en el de Actividad eruptiva histórica.

Los vulcanólogos y geomorfólogos conocen que 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 geofoma (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 estudian 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.

Dentro de los estudios de peligro volcánico, un portafolio o un compendio de mapas de peligros o de amenazas volcánicas debe permitir que se identifiquen 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. Mediante los estudios se debe de identificar los peligros, evaluar la percepción del fenómeno, su riesgo simplificado, valoración económica, eventual control y reducción de la vulnerabilidad. Para ello, se 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).

Se dice que para un volcán poligenético (como la mayoría de los grandes volcanes en Costa Rica, incluyendo el Arenal), el conocimiento de la historia eruptiva, idealmente en los últimos 40 000 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 tiempo y detalle como sea posible en el detalle (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 debe empezarse por definir cuál es el intervalo de tiempo considerado y al ente enfocado. En el caso del Arenal, se va a adoptar como base para la amenaza volcánica los últimos 4000 años, es decir haciendo énfasis en el Holoceno Medio y Superior, complementado y reforzado con los estudios desprendidos de la actividad histórica. 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 volver a activarse tarde o temprano, por lo que es mejor no fomentar el desarrollo de mucha infraestructura en un radio de al menos unos 5 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.

El peligro volcánico se define como la expectación de la incidencia de un fenómeno ligado a la actividad volcánica, expresado como una probabilidad en un determinado lapso. Por ello, el conocer el comportamiento pasado de un volcán es fundamental para comprender su funcionamiento actual y futuro, siendo la base para elaborar mapas de amenazas volcánicas. Esta información, aunada a un sistema adecuado de vigilancia volcánica, permite hacer inferencias sobre su actividad futura para tomar las precauciones y decisiones necesarias, en caso de una eventual erupción, para disminuir sus efectos.

El alcance y los efectos de una erupción volcánica dependen de muchos factores, como la topografía (valles, barreras naturales, pendiente), la dirección del viento en el momento de la erupción explosiva, así como del volumen, magnitud y tipo de proceso eruptivo asociado. Todo esto es fundamental para conocer sus eventuales efectos sobre la población, la infraestructura y la producción (agrícola, ganadera, industrial).

Aunque cada volcán posee un comportamiento diferente, existen parámetros que son comunes entre los principales grupos morfológicos y de tipos de actividad eruptiva, por lo que hay que establecer como mínimo lo siguiente:

- a) Secuencia cronológica de las capas rocosas (estratigrafía), es decir, reconstruir la historia geológica.
- b) Extensión de los depósitos individuales o grupos de depósitos, su área cubierta, preferencia y magnitud.
- c) Origen o génesis de los depósitos (¿explosivos?, ¿efusivos?, ¿volcanosedimentarios?) y su caracterización detallada.
- d) Edad de los depósitos, con el fin de establecer la recurrencia de sus ciclos eruptivos, lapsos de pasividad su caracterización (p. ej. períodos constructivos por crecimiento del cono, períodos destructivos por colapso de la estructura volcánica o por erosión), etcétera.

En el momento en que se tiene establecido lo anterior, se pueden desarrollar los estudios y mapas de peligros volcánicos. Un mapa de peligros volcánicos muestra de manera gráfica y lo más simplificado posible, las áreas que podrían ser afectadas por los múltiples procesos eruptivos, generalmente bajo diferentes escenarios y probabilidades.

A pesar de que involucran información científica de primer orden, debido a que el uso es por personal no científico o el público mismo, debe tener lo siguiente:

1. Mostrar cartográficamente los posibles alcances de los eventos (y sus productos, por supuesto) volcánicos de acuerdo con escenarios posibles de las erupciones.
2. Aportar el recurso cartográfico para que sirva a las autoridades correspondientes (en este caso: ICE, CNE y comités locales de emergencia), para el planeamiento de cualquier actividad que pretenda la prevención y mitigación de los efectos de la actividad volcánica.
3. Informar a la población vecina al o los volcanes sobre los peligros que la acechan en su medio, de una manera sencilla a la hora de transmitirlo oralmente, pero con un documento bien elaborado que soporte las aseveraciones, lo cual, por supuesto es siempre un reto, y no siempre fácil de conseguir. Las nomenclaturas deben ser sencillas y explicadas, y en lo posible evitar simbología especializada.

Algunos mapas que sirven de base -como geológicos, geomorfológicos, estructurales y de isopleas-, no deberían formar parte del mapa de peligros, sino acompañarlo a modo de anexos, para los usuarios que requieran más información.

Otro factor importante, es que una vez producido un mapa útil y gráfico a nivel operativo (de la CNE, por ejemplo), debe de distribuirse en forma masiva entre los tomadores de decisiones. Además, se debe tener presente que la “vida útil” debería ser de al menos un lustro, puesto que aquellos mapas que cambien con frecuencia tienden a confundir al usuario, y perder credibilidad, aparte de que implica altísimos costos de producción.

Los mapas pueden ser **mapas específicos de peligro volcánico** para un volcán en particular o un **mapa de peligro volcánico regional**, que combina las amenazas de varios volcanes aledaños (una cordillera volcánica, por ejemplo), siendo especialmente útil para indicar los peligros combinados por caída de tefras. Un **mapa de peligro volcánico de un sitio específico** es aquel que se realiza para una instalación en particular, en especial si es dicha instalación es crítica (hotel, presa hidroeléctrica, complejo geotérmico o central nuclear).

Por lo general, los mapas de peligro volcánico derivan en una etapa subsiguiente, que es la construcción de mapas de riesgo volcánico o, en el caso que nos atañe en Arenal, en la actualización de los mapas de zonificación o de restricción del uso del suelo.

Dentro de los estudios de amenaza volcánica, se tienen los mapas tradicionales suelen ser impresos, pero con la llegada de los sistemas de información geográfica (SIG) hoy es posible tener mapas que pueden manipularse y cambiar, conforme cambien parámetros o escenarios. Esto ha dado en que a los mapas tradicionales se les llame **mapas estáticos** y a los montados con SIG, sin impresión masiva, sean llamados **mapas dinámicos**. Claro, en la realidad nacional, esto no se cumple a cabalidad, por una serie de aspectos fuera de la finalidad del presente informe. Estos últimos normalmente no son de uso público, sino de uso estratégico por autoridades, como la CNE. Obviamente son más complicados y necesitan manutención periódica o constante en casos de emergencias, con personal capacitado y conocedor de los parámetros a incorporarse.

Los mapas que se están construyendo son estáticos, incluidos en un informe extenso de distribución masiva en su momento. Posteriormente, podría optarse por un mapa dinámico, en cuyo tipo no se tiene experiencia previa en Costa Rica. La tendencia mundial de pasar de mapas estáticos (impresos o en pdf y ante escenarios específicos) a mapas dinámicos, generalmente digitales almacenados en un *MapServer* y en SIG, que se pueden modificar o actualizar si se tiene la información del avance de la erupción, los programas de cómputo y las bases de datos adecuados. Con los avances tecnológicos actuales, toda la cartografía generada puede ser vista y analizada mediante dispositivos móviles como tabletas y teléfonos celulares, prácticamente en tiempo real. El atenuante es que, en general, todos los estudios de detalle requieren de un soporte económico cuantioso para poder realizar los trabajos necesarios que los sustenten.

Los mapas de peligro volcánico se construyen a partir de mapas geológicos y geomorfológicos, la información volcanoestratigráfica y de curvas isopacas (líneas con capas de igual espesor) y de isopleas (líneas que indican igual tamaño de grano) de depósitos piroclásticos, así como su cronología y frecuencia eruptiva. Estos mapas señalan la distribución espacial y, si incluye su posición temporal, muestran las probabilidades de que tal o cual evento pueda ocurrir de nuevo en el futuro con una distribución espacial y espesores determinados. En el caso de contar con una recurrencia aproximada, entonces, se le puede asociar un lapso determinado en el futuro, donde los niveles de probabilidad de ocurrencia determinan los escenarios.

En teoría, todo mapa deberá de realizarse teniendo en cuenta para quien va dirigido (público en general, tomadores de decisiones o científicos para aconsejar a las autoridades). Si va para el público, debe ser simple, claro y entendible, con diseños gráficos, tablas, esquemas e imágenes de forma simplificada. Los mapas de peligro son, además, un recurso cartográfico que permite a las

autoridades de gobierno, protección civil, guardaparques e inversionistas (entidades públicas y privadas) el planeamiento de actividades encaminadas a la prevención, mitigación y respuesta. Dichos mapas deben describir la distribución probable (probabilidad de ocurrencia y de alcance), en el espacio y en el tiempo, de los productos relacionados con la ocurrencia de las erupciones, pero, además, debe estar disponible o fácilmente accesibles.

Para lograr compilar un mapa con estas características resulta fundamental contar con la mayor cantidad de información sobre la actividad histórica y prehistórica (particularmente fechas de radiocarbono) del volcán en estudio. La primera se obtiene investigando en archivos históricos, leyendas, experiencias de los lugareños y material científico relacionado; la segunda, mediante un estudio geológico detallado acompañado de dataciones radiométricas (carbono 14 y argón-argón, entre otras técnicas). El objetivo principal del estudio geológico es determinar su historia eruptiva, esto es, el tipo, número y edad de las erupciones que el volcán ha tenido, la distribución de sus productos y, finalmente, la magnitud (área y volumen) de cada uno de los eventos eruptivos y los lapsos de calma entre eventos. Para ello, se realiza un muestreo y mapeo detallado de los depósitos estudiados para determinar su área de afectación, que se presume que podría ser similar en el futuro. Al tener tiempos estimados de los diversos eventos y su extensión geográfica, se puede establecer la recurrencia de los eventos al dividir el intervalo considerado entre el número de erupciones reconocidas del mismo tipo. Con ello, se conoce aproximadamente el comportamiento del volcán en el tiempo para, finalmente, presentar los diferentes escenarios y los sectores con mayor probabilidad de ser afectados ante cada tipo de peligro, que incluye los plazos (recurrencia y probabilidad).

En el momento que las investigaciones anteriores obtuvieron las actualizaciones de las zonificaciones para cada tipo de peligro volcánico, se integraron las áreas de todos los procesos considerados, en este caso coladas de lava, lluvia ácida, caída de bombas y bloques, lluvia de cenizas, flujos piroclásticos y lahares, así como la posibilidad de formación de nuevos cráteres. Esta información se mostró en su momento y ahora se actualiza en mapas individuales, además de que se sobrepone en mapas multiamenazas, en el que se presentan las áreas que podrían ser afectadas por cada uno de estos procesos o cuáles están amenazadas por varios, o incluso todos los peligros volcánicos, así como la magnitud de cada una de ellas bajo diferentes escenarios de intensidad eruptiva y diferentes focos eruptivos.

No está demás el recordar que una erupción presenta diversas amenazas de acuerdo con la proximidad al cráter y el tipo de proceso eruptivo; en primer lugar, está la proyección balística de materiales sólidos, le siguen las coladas de lava; los flujos de piroclastos (incluyendo las ignimbritas) con mayor movilidad, los cuales ocupan un mayor círculo u óvalo de acción. Le siguen las lluvias de ceniza cuyos efectos van a estar en función de la altura de la columna eruptiva y duración de la erupción, las cuales son posteriormente arrastradas por el viento. En los cauces de los ríos se pueden tener los lahares e incluso los flujos piroclásticos transportados a lo largo de los cañones. El alcance de una erupción volcánica depende de muchos factores como la topografía, el volumen emitido, la dirección del viento y el tipo de proceso eruptivo asociado.

Una serie de trabajos anteriores ya han intentado síntesis similares con base en el conocimiento de su tiempo. El mapa de Malavassi (1979) fue el primero relativo a peligros volcánicos, un intento valioso e histórico. Subsecuentes trabajos, como los de Alvarado et al. (1988), Zapata y Soto (1991) y Geotermica Italiana – ICE (1992) fueron incluidos en la evaluación

y actualización de los mapas hechas por Alvarado et al. (1997). Los trabajos de Alvarado y Soto (2002) y Soto y Taylor (2003) nos dan parámetros cartográficos adicionales para ser considerados con los flujos piroclásticos.

Los mapas de peligro volcánico se construyen a partir de mapas geológicos y geomorfológicos, sumado a la información estratigráfica y de curvas de isopacas y de isopletas de depósitos piroclásticos, pero, en realidad, señalan las probabilidades de que tal o cual evento ocurra en un espacio determinado. Los niveles de probabilidad de ocurrencia determinan los escenarios. A pesar de que involucran información científica de primer orden, debido a que el uso es por personal no científico o el público mismo, se deben de incluir documentos que soporten aquellos mapas que presenten los resultados con sencillez en su formato y en el manual explicativo, lo cual por supuesto es siempre un reto. Las nomenclaturas deben ser sencillas y claras y, en lo posible, evitar simbología especializada. Algunos mapas sirvan de base -como geológicos, geomorfológicos, estructurales y de isopletas-, no deberían formar parte del mapa de peligro, sino acompañarlo a modo de anexos o del cuerpo del informe.

Dado que, la mayoría de los lectores no suelen 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 (Fig. 6.1).

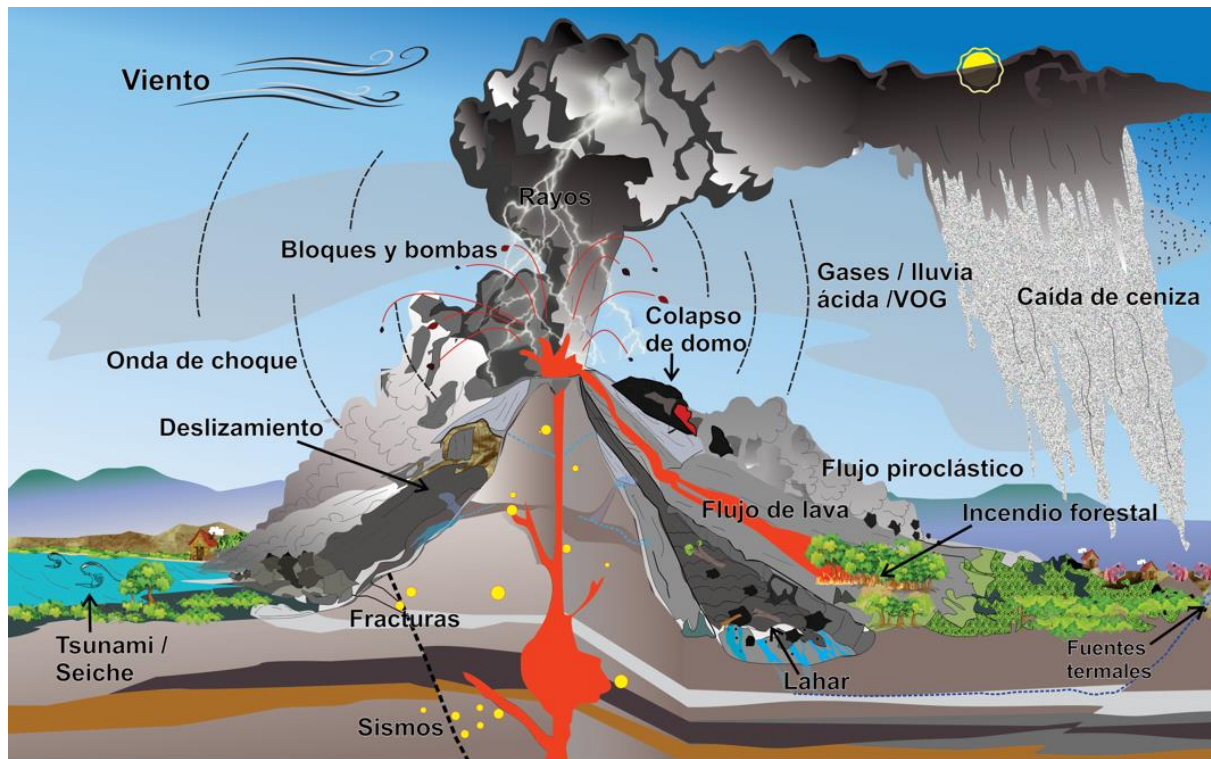


Fig. 6.1: Los principales tipos de peligros volcánicos en un volcán en general.

Los trabajos mencionados han identificado los siguientes peligros volcánicos en el Arenal (Fig. 6.2; Soto, 2004):



Fig. 6.2: Ilustración de los peligros volcánicos del Arenal. A: Salida de gases (fotografía de Luis Madrigal, ICE, 2004); B: Erupción piroclástica del 30 de julio de 1968 (diario *La Nación*); C: Bombardeo balístico en el flanco oeste (Zona 2 de la figura 20, cerca de Pueblo Nuevo, fotografía tomada de Fudali y Melson, 1972); D: depósitos piroclásticos de los depósitos de apertura de cráter lateral (Zona 2 de figura 20); E: lavas en bloques en el lado occidental del volcán, en 1995 (fotografía de G. J. Soto); F: depósitos de lahares en el costado norte de la Laguna Cedeño, 1990 (fotografía de G. J. Soto); G: flujos piroclásticos de 1998 (foto de Fernando Alvarado, ICE); H: áreas de inestabilidad en el cono del Arenal, que podría generar avalanchas volcánicas (fotografía de Ólger Aragón, La Fortuna).

6.1 RECUENTO DE LOS ESTUDIOS PREVIOS DE PELIGRO VOLCÁNICO

El resultado de múltiples investigaciones en el volcán Arenal se ve reflejado en el número y variedad de mapas de peligros que se han realizado. Los primeros mapas fueron realizados en 1979 como parte de una tesis de maestría (Malavassi, 1979). Estos mapas, aunque novedosos para la época, no proporcionan una zonificación con base en la posible ocurrencia de uno o más fenómenos en la misma área y estaban basados en poco trabajo de campo y dataciones radiométricas. Sin embargo, resulta un estudio novedoso, dado que constituye el primer trabajo de peligro volcánico a nivel nacional, incluso un año antes del boom asociado con la erupción del volcán Mt. St. Helens en EE. UU.

Estudios más específicos y detallados con diferentes escenarios se fueron realizados posteriormente para el volcán Arenal. El primero de ellos fue realizado por varias instituciones y se basó en escenarios para los últimos 3000 años (Alvarado et al., 1988a):

- a) Corto plazo (basado en el período eruptivo histórico).
- b) Mediano plazo (basado en el cambio de la dinámica del volcán hacia el futuro) contemplando erupciones estrombolianas violentas, peleanas y subplinianas.
- c) A largo plazo (próximos 600 años a miles de años), por una erupción pliniana y la formación eventual formación de un nuevo volcán.

Posteriormente, durante los años de 1990-1992, se llevó a cabo un proyecto conjunto entre el antiguo Departamento de Geología del ICE, a través de su otrora Oficina de Sismología y Vulcanología (nombre que cambió varias veces en su historia) y la compañía Geotérmica Italiana SRL, con el propósito de realizar una detallada evaluación del peligro volcánico del Arenal. Los resultados de tales investigaciones llegaron a evidenciar una historia 4000 años más antigua de lo que se creía, dado que al menos se remonta a por lo menos 7000 años, caracterizada por cientos de fases explosivas, las mayores de las cuales ocurren aproximadamente cada 400-800 años con fases explosivas menores cada 300-400 años y, entre ellas, decenas de explosiones menores similares a la de 1968 (Ghigliotti et al., 1991, 1992). Su área principal de afectación ha sido principalmente hacia el occidente y en menor grado hacia el N del volcán; mientras que adonde se asienta actualmente la población de La Fortuna ha sido pocas veces afectada durante la prehistoria por caída de pómez. En cambio, las erupciones “pequeñas”, tipo 1968, han afectado muchas veces el flanco occidental del volcán con un período de recurrencia más frecuente, aunque indeterminado de modo cuantitativo. De igual modo, se habla de una copiosa actividad efusiva en el siglo XVIII basado en dataciones de ^{14}C (Soto y Alvarado, 2006). Este estudio fue la base para los trabajos posteriores realizados por profesionales que trabajan o trabajaron en el ICE (p. ej., Alvarado et al., 1997; Soto y Sjöbohm, 2005, 2006, 2007; Alvarado y Vargas, 2017; Vargas y Alvarado, 2017). Ejemplos históricos de estos mapas de peligro volcánico se presentan como un recuento de lo ya realizado (Figs. 6.3 a 6.7), que acá se actualiza.

Estudios probabilísticos y utilizando programas computacionales se realizaron para proyectar los sectores de amenaza más alta hacia el futuro por flujos piroclásticos con base en el período eruptivo pre-2010 (Meloy, 2006; Oramas-Dorta et al., 2012 a, b) y mapas con diferentes escenarios fueron realizados, para peligros a corto, mediano y largo plazo (Alvarado et al., 1988a, 1997; Soto y Sjöbohm, 2005, 2006, 2007; Berrocal, 2006; Meloy, 2006), algunos incluyendo infraestructura, las líneas de transmisión eléctrica y subestaciones cercanas (Vargas y Alvarado, 2017) y rutas de evacuación (Alvarado et al., 1997; Soto y Sjöbohm, 2005, 2006, 2007).

Los trabajos de Alvarado y Soto (2002) y Soto y Taylor (2003) aportaron parámetros cartográficos adicionales para ser considerados con los flujos piroclásticos. Alvarado y Arroyo (2000) compilan los datos (fechas, extensión, volumen, dirección, entre otros) de los flujos piroclásticos acontecidos en el Arenal hasta el año 2000.

También, se realizó una simulación computacional de un eventual *seiche* (tipo de maremoto, pero en un lago) debido a los efectos de un flujo piroclástico o deslizamiento sobre el lago Arenal, concluyendo que la presa Sangregado se encuentra fuera de peligro debido a la protección de una península en el embalse (Hidalgo, 1997), así como la eventual generación de olas anómalas por un deslizamiento volcánico (Alvarado, 2003; Alvarado et al., 2004).

Parte de estos estudios sirvieron de base y fueron complementados con el componente social de la percepción del riesgo y la evaluación de la vulnerabilidad con recomendaciones específicas para el reordenamiento territorial (Kerle, 1996; Berrocal, 2008).

Un mapa que incluye las estructuras tectónicas más importantes fue posteriormente actualizado por Alvarado (2003), que modifica, en parte, las estructuras mapeadas por Soto et al. (1995).

Yokohama et al. (1984) desarrollaron un sistema simple de evaluación donde el Arenal se encuentra dentro del grupo de volcanes conocidos, más peligrosos del mundo. La evaluación se da en el Cuadro 6.1. La propuesta asigna 1 punto a cada parámetro positivo y 0 puntos a parámetros no aplicables, donde la sumatoria nos da la calificación. Se consideran volcanes peligrosos a aquellos con puntaje ≥ 10 . La población del distrito La Fortuna totalizaba en el 2011 la suma de 15 383 personas, distrito que mantiene como el primer lugar de visitación turística del país con 150 000 visitantes al año (*La República*, 27-VIII-2018). Por ello, en el punto 3 (Cuadro 6.1) se puede considerar que la población bajo riesgo alcanza más de 10 000 personas. En efecto, la sumatoria para el Arenal aporta un puntaje de 14.

Cuadro 6.1: Sistema de evaluación de volcanes peligrosos de Yokohama et al. (1984).

Grado de puntaje de la peligrosidad

- 1) Alto contenido de sílice en los productos eruptivos (andesita, dacita, riolita): 1
- 2) Actividad explosiva de importancia en los últimos 500 años: 1
- 3) Actividad explosiva de importancia en los últimos 5000 años: 1
- 4) Flujos piroclásticos en los últimos 500 años: 1
- 5) Flujos de lodo en los últimos 500 años: 1
- 6) *Tsunami* destructivo en los últimos 500 años: 0
- 7) Área afectada por destrucción en los últimos 5000 años es $> 10 \text{ km}^2$: 1
- 8) Área afectada por destrucción en los últimos 5000 años es $> 100 \text{ km}^2$: 1
- 9) Ocurrencia frecuente de enjambres sísmicos de origen volcánico: 1
- 10) Ocurrencia de deformación significativa del suelo durante los últimos 50 años: 1

Grado de peligro

- 1) Población bajo riesgo > 100 : 1
- 2) Población bajo riesgo > 1000 : 1
- 3) Población bajo riesgo $> 10\ 000$: 1
- 4) Población bajo riesgo $> 100\ 000$: 0
- 5) Población bajo riesgo $> 1\ 000\ 000$: 0
- 6) Hubo víctimas en tiempos históricos: 1
- 7) Se ha evacuado la zona debido a erupciones en tiempos históricos: 1

Puntaje total: 14

Lo anterior justifica la evaluación del peligro para la población y su zonificación del uso de la tierra. Justificaciones de orden geográfico social pueden encontrarse en Kerle (1996), Esquivel (2004) y Berrocal (2008), quienes también tomaron en cuenta, al igual que Vargas (2003), el crecimiento poblacional y turístico de La Fortuna y alrededores. Sin embargo, estos estudios ya se encuentran desactualizados en sus cifras dado que han pasado más de 15 años desde los últimos análisis.

Pese a ello, se considera que los diferentes peligros discutidos y las secuencias eruptivas pasadas en el Arenal, constituyen bases adecuadas por lo que se han elegido los escenarios para ser tratados en el mapa de peligros volcánicos. Para tal efecto, se han creado primero una serie de mapas temáticos que estudien cada peligro por separado, con base en el prolijo análisis del subcapítulo anterior.

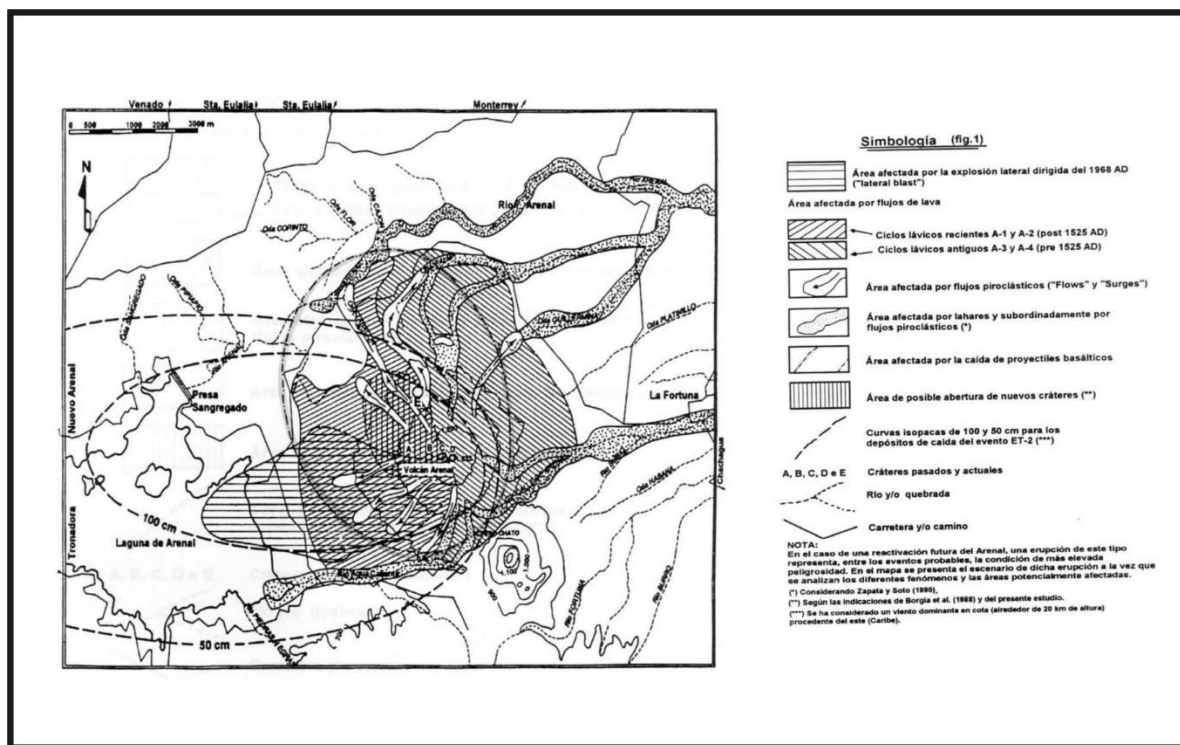
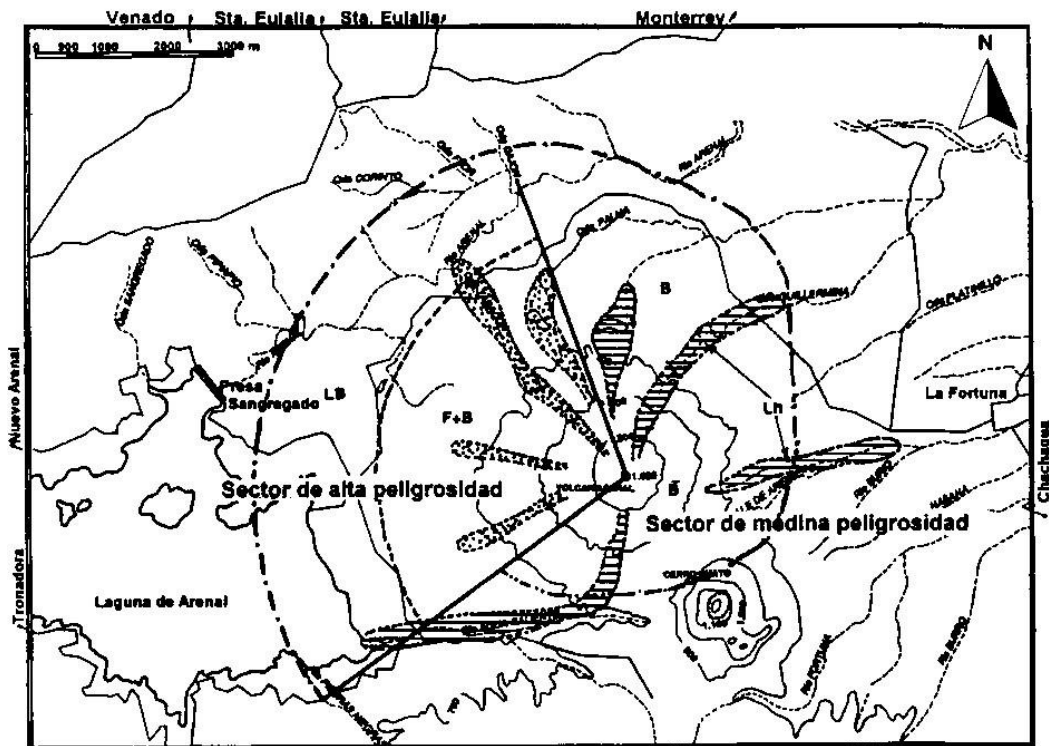


Fig. 6.3: Arriba, mapa de peligros volcánicos del Arenal, esquematizado para el escenario similar a ET-1. Abajo, escenario máximo de peligros volcánicos posibles en el Arenal, según Alvarado et al. (1997). Se presenta a modo de ejemplo histórico.

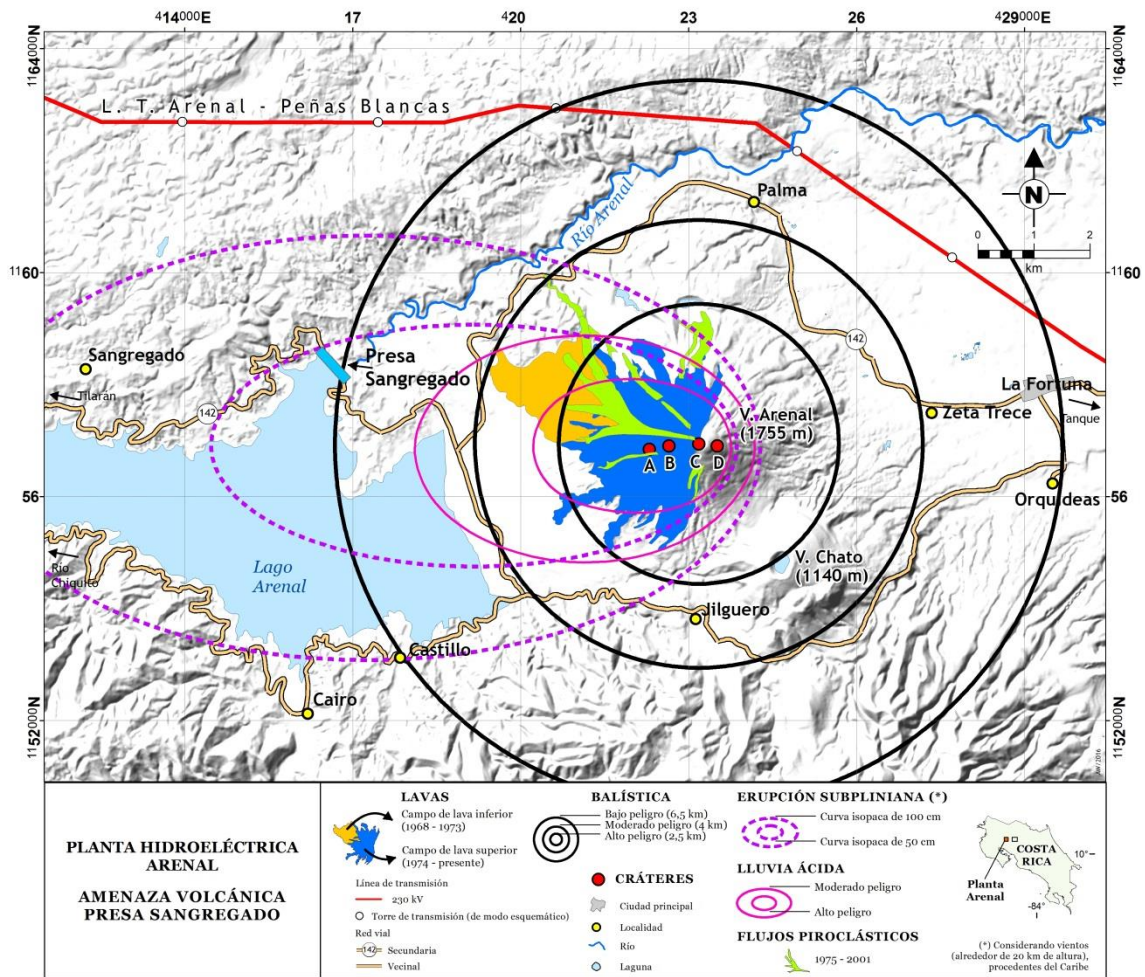


Fig. 1.4: Mapa de pluriamenaza volcánica ante la caída de piroclastos (caída eólica y balística), por flujos piroclásticos, lluvia ácida y coladas de lava (Soto, 2004).

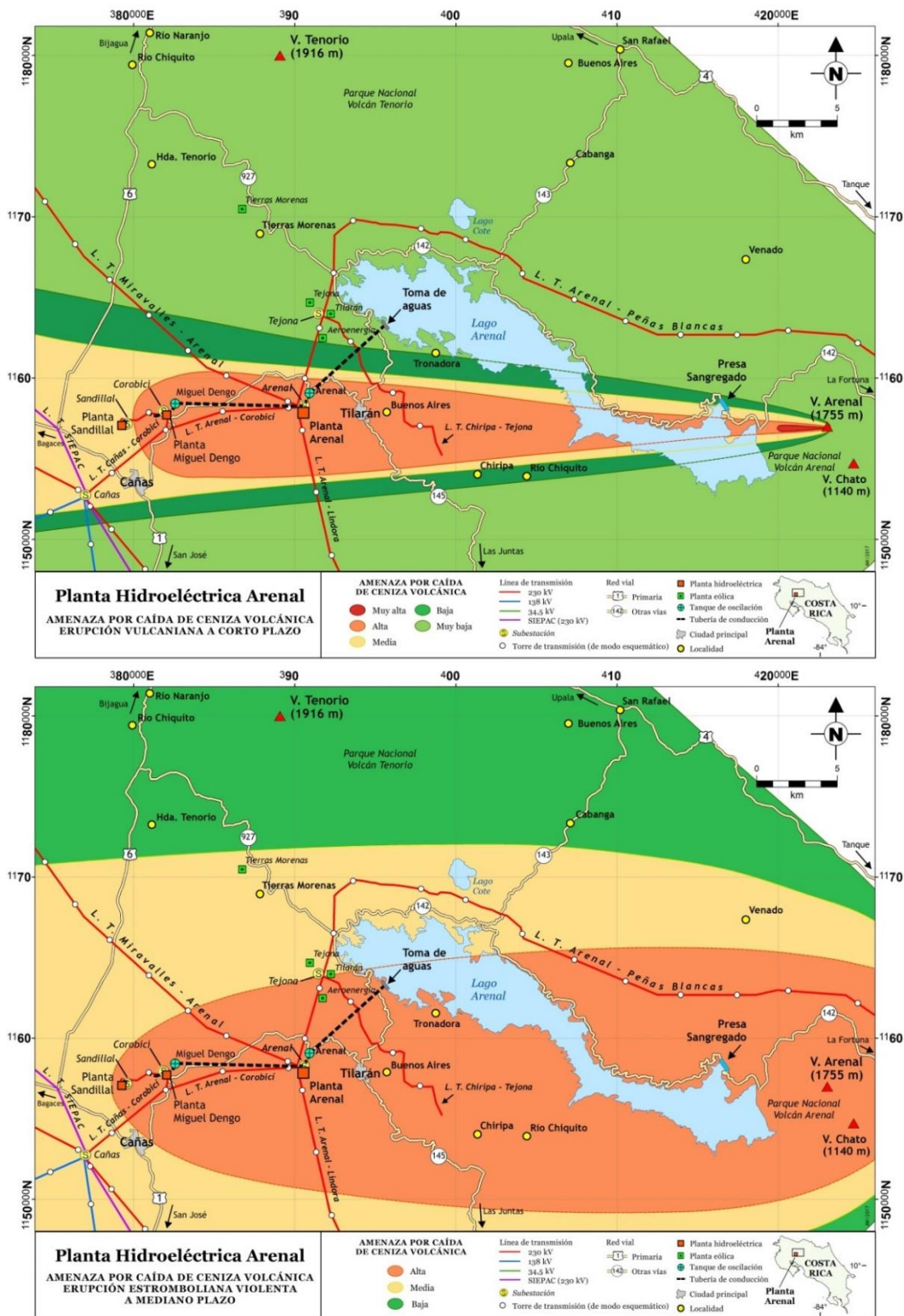


Fig. 6.5: Arriba, mapa de peligro por caída de cenizas a corto plazo, siguiendo el modelo de la erupción de 1968. Abajo, mapa de amenaza volcánica ante erupciones de magnitud intermedia tales como estrombolianas violentas (Vargas y Alvarado, 2017). Se presenta a modo de ejemplo histórico.

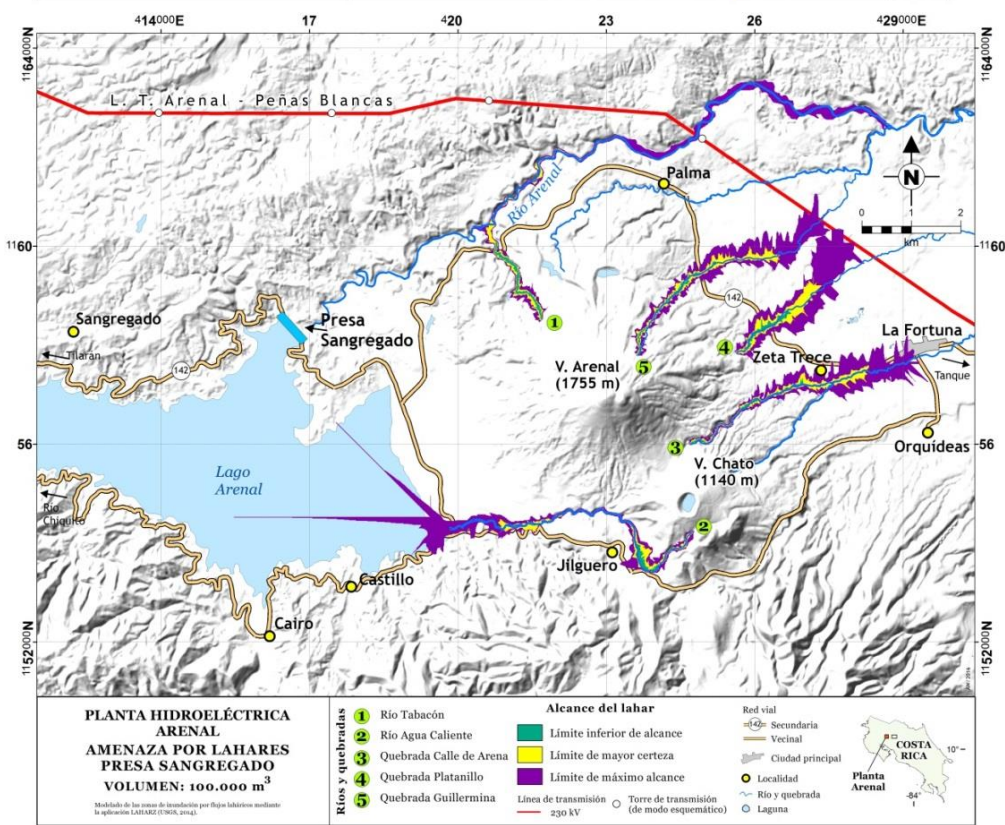
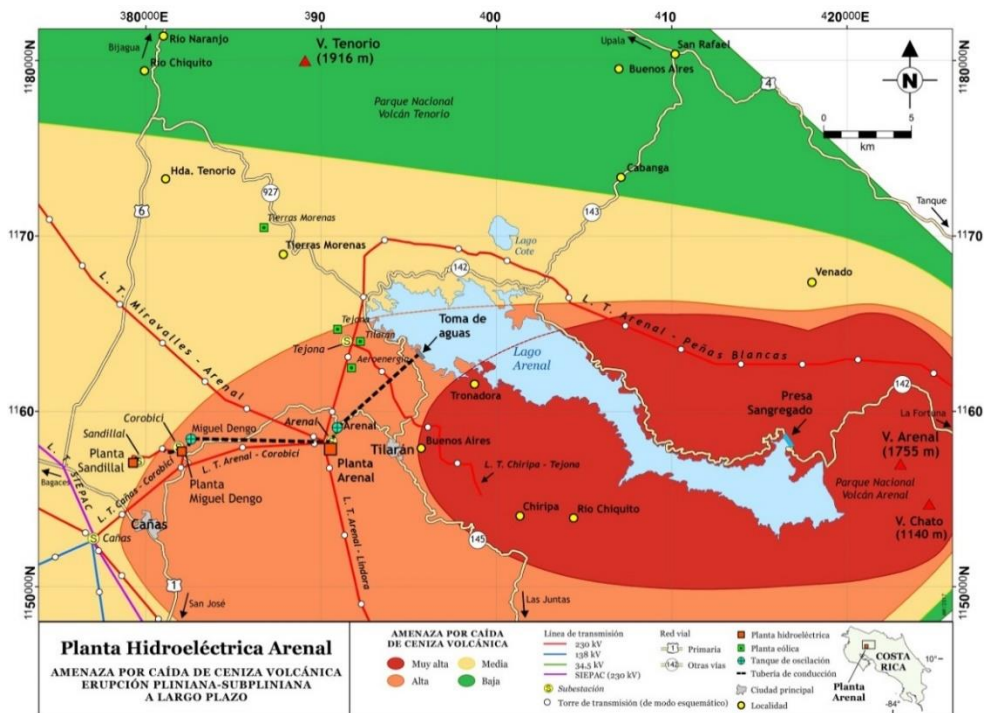


Fig. 6.6: Arriba, mapa de amenaza volcánica antes la caída de piroclastos por erupciones violentas tipo pliniano. Abajo, mapa de peligro ante la generación de lahares con un volumen modelado de 100 000 m³ (Alvarado y Vargas, 2017; Vargas y Alvarado, 2017). Se presenta a modo de ejemplo histórico.

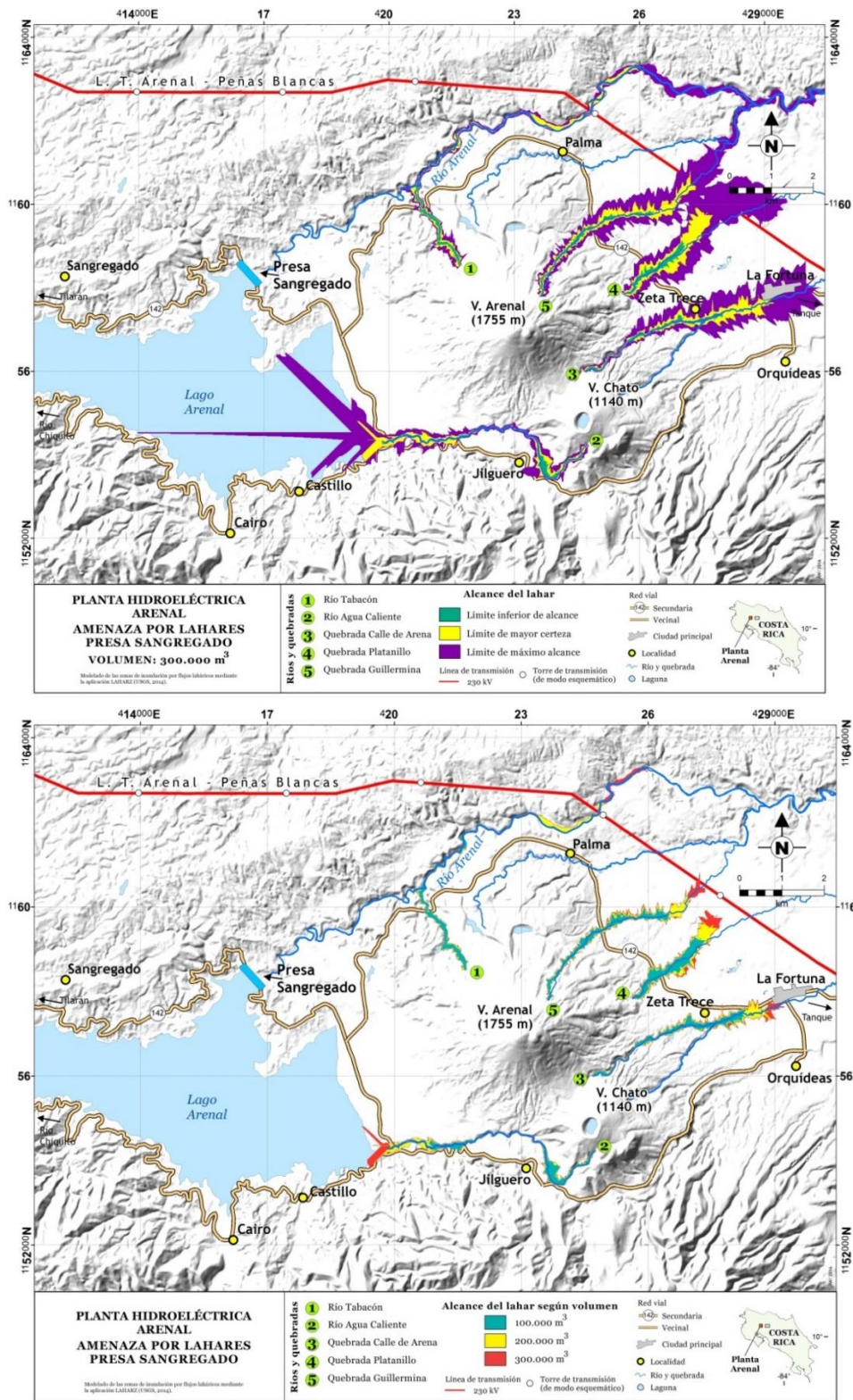


Fig. 6.7: Arriba, mapa de peligro ante la generación de lahares con un volumen modelado de 300 000 m³. Abajo, mapa sinóptico de peligros ante la generación de lahares con volúmenes variados (Alvarado y Vargas, 2017). Se presenta a modo de ejemplo histórico.

6.2 BASES PARA LA ESTIMACIÓN DE LA PELIGROSIDAD

Según la Ley N.º 8488 de Costa Rica, 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 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 lesivos o 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) que un determinado tipo de proceso eruptivo con un alcance y distribución determinado, en un intervalo dado y en un área determinada. Por lo anterior, 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; Ortiz, 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 (Cuadros 6.2 y 6.3). 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 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 presente documento se adaptó completamente al contexto de peligrosidad del vulcanismo costarricense y se enriqueció con gran cantidad de referencias y ejemplos.

*Se suele utilizar dañino en el lenguaje e incluso literatura, aunque el RAE indica que se debe de aplicar a los animales que causan daño o hacen perjuicio. Dañador es que daña.

En este trabajo se incluyen tanto algunos mapas de la literatura, valiosos por su grado de detalle (Fig. 6.3 a 6.7), como aquellos nuevos realizados en el presente estudio, calibrados con base en información reciente y se toma 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 Arenal.

En las páginas siguientes se detallarán los tipos de peligros volcánicos (directos e indirectos) asociados con el volcán Arenal, que de forma sinóptica se resumen en los Cuadros 6.2 a 6.4, matriz que ha sido utilizada para ponderar la peligrosidad.

Cuadro 6.2: Determinación de la frecuencia (F) eruptiva y su período de retorno (Pr) para definir los niveles de amenaza.

Período	Frecuencia	F	Pr	Ejemplos	VEI
Centenario a milenario	Baja	F ₁	500-1000 años	Subplinianas/plinianas (varías en el Arenal)	3-5
Centenario	Moderada	F ₂	100-500	Vulcanianas y estrombolianas violentas	3-4
Decadal a centenario	Alta	F ₃	50-450 años	Erupciones peleanas	3
Anual a Decenal	Muy alta (actividad cuasipermanente)	F ₄	1-50 años	Estrombolianas a vulcanianas, deslizamientos y lahares	0-2

Cuadro 6.3: Matriz de determinación de la peligrosidad volcánica.

Frecuencia	F1 Muy Baja				AB
	F2 Baja	AB		AM	
	F3 Moderada		AM		
	F4 Muy alta			AA	AE
		I1 Muy baja	I2 Baja	I3 Moderada	I4 Alta
Intensidad (severidad)					

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

Cuadro 6.4: Resumen de los principales peligros volcánicos en el Arenal (ver texto para detalles), incluyendo su intensidad.

Peligro	Frecuencia	Intensidad en función de su actividad	Comentarios
Gases volcánicos, lluvia ácida, esmog volcánico (vog)	Cuasi permanente pero solo en la parte cuspidal del volcán. Frecuente en erupciones	VEI 0-2: I5: 0-1 km VEI 3-5: I5: 0-7 km	Afecta principalmente en las cercanías del cráter y hacia el SW. Afecta principalmente la vegetación y, en caso de intensificación, a los cultivos e infraestructura
Coladas de lava	Frecuente durante erupciones	I5: 0-4 km I4: 4-5 km I3: 5-6 km I4: 5-7 km	Es probable que se presenten ante un nuevo reactivar importante de un foco satelital
Corrientes de densidad piroclástica (oleadas y flujos piroclásticos)	Frecuentes fuera del área cratérica cuspidal.	I5: <4.5 km I4: VEI 3-5: <10 km	La mayoría históricas son vecinas al cráter y los tributarios en su flanco N. En caso de una erupción importante, si pueden alcanzar mayor extensión
Tefras de caída	Frecuente	I5: <6 km I4: 6-10 km I3: <30 km I4: >30 km	Predominantemente hacia el W y SW y en un radio de 10 km alrededor del foco emisor
Proyectiles balísticos	Frecuente	I5: < 2 km I4: 7 km I3: 7-10	Peligro elevado cerca del cráter
Terremotos volcánicos	Poco frecuentes poca magnitud (Mw 2-3); infrecuentes Mw >3.0	Mw < 3-5.5	La probabilidad de daños sería baja
Deformación cortical y formación de grietas	Rara; grietas anulares en el cráter	Pequeño	Peligro restringido en el borde cratérico por colapso
Formación de nuevos cráteres y conos	Frecuente	Varios tamaños, por lo general pequeños	Varios cráteres satelitales en tiempo histórico y prehistórico
Avalancha de escombros volcánica y deslizamientos	Frecuentes los deslizamientos pequeños; ninguna avalancha de escombros prehistórica de grandes dimensiones	Los deslizamientos: 0.1 km a 0.3 km; las avalanchas: <6.5 km	Deslizamientos principalmente en la cima.
Lahares	Frecuentes con VEI >2 (sinvolcánicos), pos-eruptivos, temporales y cosísmicos	< 6 km	El mayor peligro está para los turistas y personas locales desprevenidas en los cauces de los ríos

6.3 AMENAZAS VOLCÁNICAS DIRECTAS

Se entiende como amenaza volcánica directa aquella incidencia potencial sobre el territorio alrededor del volcán relacionada directamente con la actividad volcánica.

6.3.1 GASES Y AEROSOLES VOLCÁNICOS

El magma contiene gases disueltos, los cuales escapan hacia la atmósfera durante el ascenso del magma y las erupciones, e inclusive mientras el magma permanece estacionado cerca de 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. Mediciones de la actividad volcánica entre 1975-1985 han estimado su actividad de emisión de gases en un rango de 50-200 toneladas/día, a una temperatura de aproximadamente 940 °C. Los gases contaminantes representan un 6 % de las emisiones gaseosas, siendo el restante 94 % vapor de agua. Este 6 % de material tóxico y peligroso se compone de dióxido de carbono (CO₂), dióxido de azufre (SO₂), con cantidades menores metano (CH₄) y sulfuro de hidrógeno (H₂S), principalmente (Williams-Jones et al., 2001; Zimmer et al., 2004; Aiuppa et al., 2014). Las lavas poseen gases ocluidos que incluyen CO, N₂, H₂, CH₄ y CO₂ (Zimmerman et al., 1987).

La evacuación de los gases en los volcanes puede ocurrir de dos formas:

- a) Pasiva a través de fracturas en la estructura o edificio volcánico y emitido en forma difusa a través del suelo y hacia la atmósfera.
- b) Centralizada en áreas fumarólicas o aguas termales con burbujeo, a lo largo de fracturas o en las áreas alrededor de los cráteres.

Muchos de estos gases, en elevadas concentraciones, representan un peligro para la salud humana y animal, que incluso pueden provocar la muerte, aunque lo normal es que causen problemas como irritación de las vías respiratorias, las mucosas, la piel y los ojos (William-Jones y Rymer, 2000, 2015). 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 a los 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 y contaminante llamada esmog volcánico, conocida también 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 el HF), a veces acompañado de partículas de sulfato y ceniza volcánica con un diámetro aerodinámico menor a 2.5 µm, 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 como efectos agudos, a corto plazo, 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 como efectos crónicos a largo plazo, 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 personas embarazadas (ATS, 2018).

Las partículas mayores a $10\ \mu\text{m}$ 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, pero aquellas con diámetros inferiores ($\leq\text{PM}_{10}$ o PM_{10}) pueden penetrar al sistema respiratorio y alojarse en la tráquea o en el interior profundo de los pulmones, lo cual agrava el riesgo de desarrollar cardiopatías y neumopatías, así como cáncer de pulmón. El tamaño del material particulado o aerosol (partículas finas líquidas y sólidas suspendidas en el aire), de diferentes diámetros aerodinámicos menores de 4 micrómetros, pero particularmente inferiores a 2.5 micras (μm , $\leq\text{PM}_{2.5}$ o $\text{PM}_{2.5}$), es uno de los principales determinantes para que estas entren hasta los alveolos pulmonares, constituyéndose en partículas respirables. Estas partículas inferiores a los $4\ \mu\text{m}$ 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. Hay que tomar en cuenta que, al entrar las partículas en el torrente sanguíneo, parte de su composición química puede solubilizarse, depositando metales en los diferentes órganos de cuerpo. Así, cuando en el ambiente aumenta la concentración de gases, cenizas y aerosoles extremadamente finos, en un tiempo prolongado de exposición, las personas pueden iniciar la inhalación y la respiración de estas sustancias permitiendo el paso directamente a las vías respiratorias superiores y luego hacia las vías inferiores, lo que conlleva al potencial aumento de enfermedades como el asma, la bronquitis, la hipertensión arterial, los problemas cardiovasculares y el cáncer (Seinfeld y Pandis, 2006).

Por lo anterior, lo recomendable es protegerse con mascarillas faciales, preferiblemente del tipo NIOSH N95 o FFP2 NR (EN 149: 2001), o aquella que recomiende el Ministerio de Salud, las cuales estén diseñadas para filtrar las partículas finas. Las mascarillas quirúrgicas comerciales son mucho más delgadas y no cuentan con material filtrante eficiente para las partículas finas. Para la filtración de gases se ocupan mascarillas más especializadas y costosas, donde cuentan con filtros especiales para gases ácidos azufrados que se deben cambiar cada cierto tiempo, dependiendo del nivel de uso y exposición. 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, aunque 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 (Williams-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 horas o de 24 horas (<https://www.atsdr.cdc.gov/es/ATSDR>). 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 (Williams-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 X., 2006).

Dentro de los efectos del ácido sulfúrico (H₂SO₄) cuando se ponen en contacto con membranas húmedas, puede producir 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 (Williams-Jones y Rymer, 2000).

Los gases sulfurados pudieron ser medidos en su momento desde lejos con un aparato llamado COSPEC (*correlation spectrometer*) y de esta forma, Williams-Jones et al. (2001) calcularon que desde que se reactivó en julio de 1968, el Arenal emitía diariamente un promedio mínimo de 130 ± 60 t de SO₂, para un total de 1.3-3.9 Mt desde julio de 1968 hasta el año 1996. Bajo los mismos supuestos hasta diciembre del 2004, la cantidad emitida sería ≥ 1.5 Mt de SO₂. Otras mediciones hechas por Zimmer et al. (2004) muestran valores de 8.30 ± 4.00 t/d de SO₂, muy por debajo al cálculo de Williams-Jones et al. (2001). Podría ser que el flujo de SO₂ descendiera dramáticamente, paralelo al descenso en la emisión de magma y de la actividad explosiva.

El dióxido de carbono (CO_2) 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 CO_2 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 un 10 % provoca mareos, vómitos y visión borrosa, pero, con valores de CO_2 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 lo anterior, 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, aunque asfixiantes, que suelen actuar sin provocar lesiones locales, pero originan hipoxia tisular (Williams-Jones y Rymer, 2000, 2015; Beaubien et al., 2003).

Las emisiones de gases se presentan en la quebrada Naranja en el flanco N del Arenal, donde hay salida copiosa de emisiones de CO_2 y CH_4 relacionadas con la traza de una falla que corta parte del edificio volcánico, donde se había detectado también la salida de radón del orden de 6000 Beq/m³ (Soto, 1997). Algunas medidas han dado resultados de 354 mmol/mol de CO_2 y 40.5 mmol/mol de CH_4 , en esta fuente (Zimmer et al., 2004). También, muy probablemente, se emiten gases a través del suelo de manera difusa, aunque no está cuantificado y, de manera pasiva, desde los cráteres de la cumbre.

Los estudios de lluvia ácida realizados por el ICE, originada por la actividad exhalativa del volcán Arenal cuando estaba en actividad, evidencian que los sitios de mayor dispersión de lluvia ácida se ubicaban hacia el W del volcán, a menos de 10 km de distancia. Pero dependiendo de la cantidad de desgasificación, de la dirección y de la velocidad del viento, podría alcanzar hasta unos 30 km al occidente o bien hacia el WSW. Durante su periodo de actividad eruptiva, los gases ácidos y las cenizas con cierta acidez afectaban a mediano plazo las instalaciones que contenían hierro dentro de sus componentes, particularmente las torres y los techos. En el actual período de tranquilidad sus efectos son muy bajos a nulos, en particular en las instalaciones de la presa Sangregado y, mucho menos, en la toma de aguas y la casa de máquinas. En tal caso, nunca fue un problema serio para las infraestructuras del ICE en los alrededores del volcán. Se debe de considerar que la mayoría de estos gases expulsados desde la cúspide, se diluyen en la atmósfera, o bien, en las nubes y forman lluvia ácida, que se dispersa principalmente hacia el W, debido a los vientos predominantes. Dado lo anterior es por eso por lo que la lluvia ácida en el flanco oriental del volcán llegó a tener valores tan bajos de $\text{pH} \sim 2$ a unos 2 km, aunque lo usual sea $\text{pH} = 4.5$ (Vargas et al., 1993) y $\text{pH} \sim 5$ en la presa de Sangregado. Las nubes de color azulado en el sector W eran claros indicios de la presencia de gases ácidos.

Algunos pocos estudios sobre la dinámica vegetal en el Arenal entre 1985 y 1993 (Vargas et al., 1993) mostraron que la dinámica primaria de la vegetación en el flanco W del volcán era lenta, afectada por la lluvia ácida y las cenizas que le caían. En el sector central

existía una tendencia a producirse una regresión mayor de la dinámica vegetal, mientras que el sector sur se mantenía poco vegetado y era el área más crítica. El sector NW presentaba una dinámica primaria progresiva.

Con base en estos datos, se puede extrapolar en el caso de un nuevo período eruptivo que se pueda presentar un área elíptica de 3 km al W del cráter activo, como la de alta afectación por gases y lluvia ácida y hasta unos 5 km, de afectación moderada y de hasta unos 30 km al WSW de acción baja. Claro está, se está hablando de una actividad similar a que se presentó en las décadas de 1990 y 2000.

6.3.1.1 Estimación de las emisiones del material particulado suspendido y del dióxido de azufre

Tal y como se dijo en el apartado de Metodología, se realizó una estimación de las emisiones anuales del volcán Arenal, con base en el modelo computacional AERMOD, donde se tomaron datos meteorológicos de 10 años de zonas alrededor del volcán, ya que no hay un registro de valores del propio lugar. Se estimó una emisión de partículas (ceniza) y de dióxido de azufre (SO₂) de 40 kg/s y de 10 kg/s, respectivamente.

La estimación de las emisiones de SO₂ por parte del volcán Arenal en 1968 fue realizada con una dispersión del gas azufrado dio en los 360° alrededor del cráter eruptivo, donde la mayor concentración de SO₂ fue en las faldas del volcán Arenal, a 5 km a la redonda. Además, se tienen capas que se dispersan mayoritariamente hacia el oeste y el sur del cráter. Hacia el oeste está el sector de Tabacón, por lo que sería la zona de mayor impacto por las emisiones. La emisión llega hasta la laguna del Arenal. La Fig. 6.8 muestra la dispersión alrededor del volcán.

Las “Partículas Totales en Suspensión” (PTS) en su conjunto corresponde a todo el material no gaseoso en el aire que posee un diámetro aerodinámico menor a 100 micras. Para el material particulado PTS, la Fig. 6.9 muestra la dispersión según los parámetros meteorológicos de la zona. Como se observa, la dispersión de las cenizas hace que se llegue a un alcance de más de 50 km de distancia alrededor del foco emisor, llegando a zonas de Guanacaste y el golfo de Nicoya con concentraciones más bajas. Las concentraciones más altas se localizan en los alrededores volcán Arenal, específicamente dentro del parque nacional, donde las coloraciones rojas en el mapa son indicadoras de una acción más fuerte. Las tonalidades amarillas se muestran en zonas como Tabacón, volcán Chato y La Fortuna, principalmente.

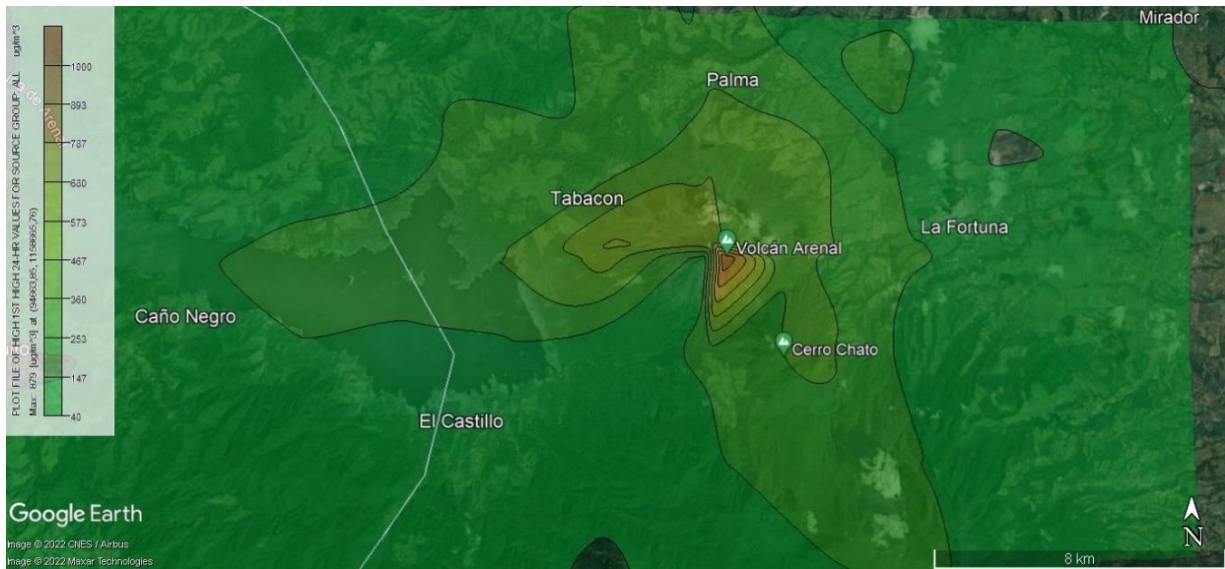
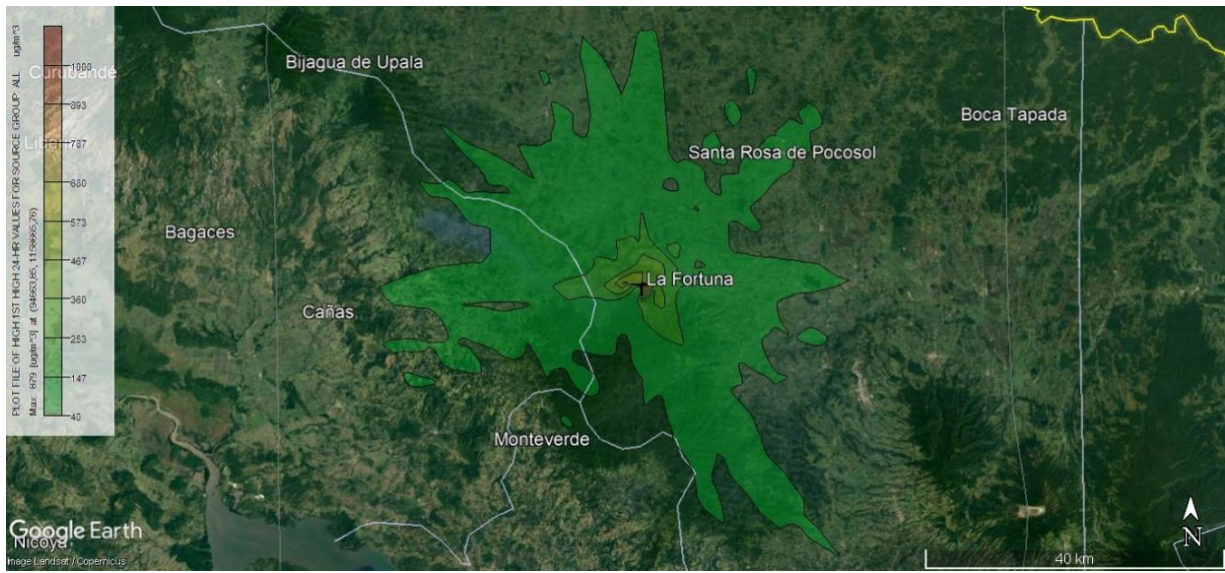


Fig. 6.8: Dispersión del SO₂ por la emisión del volcán Arenal.

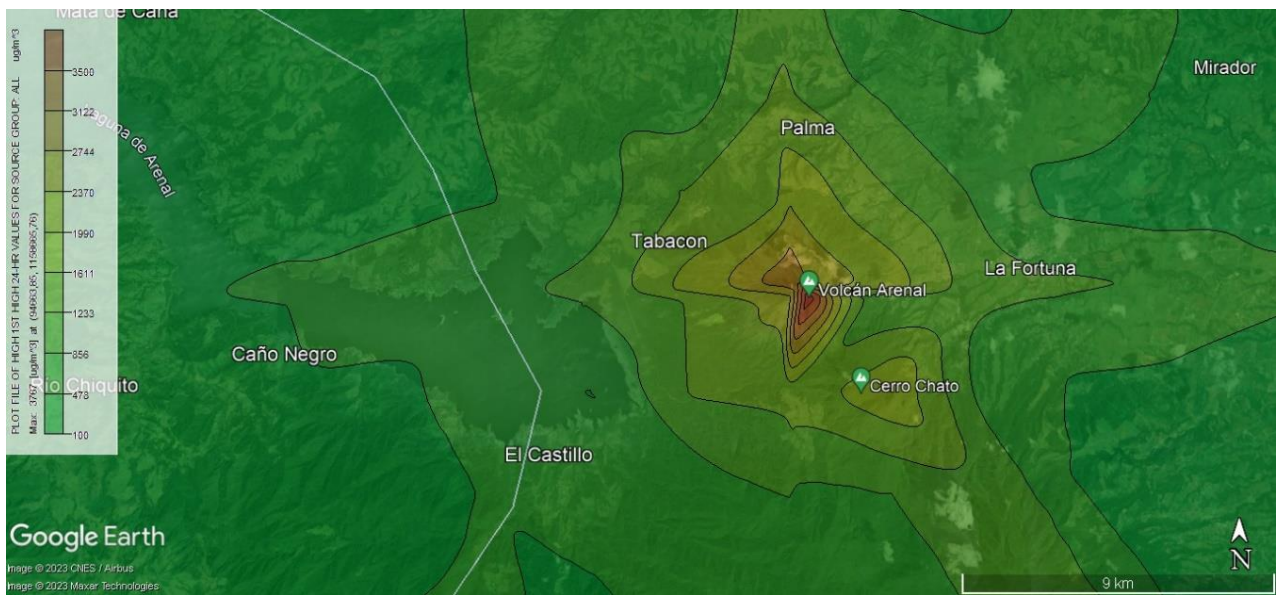
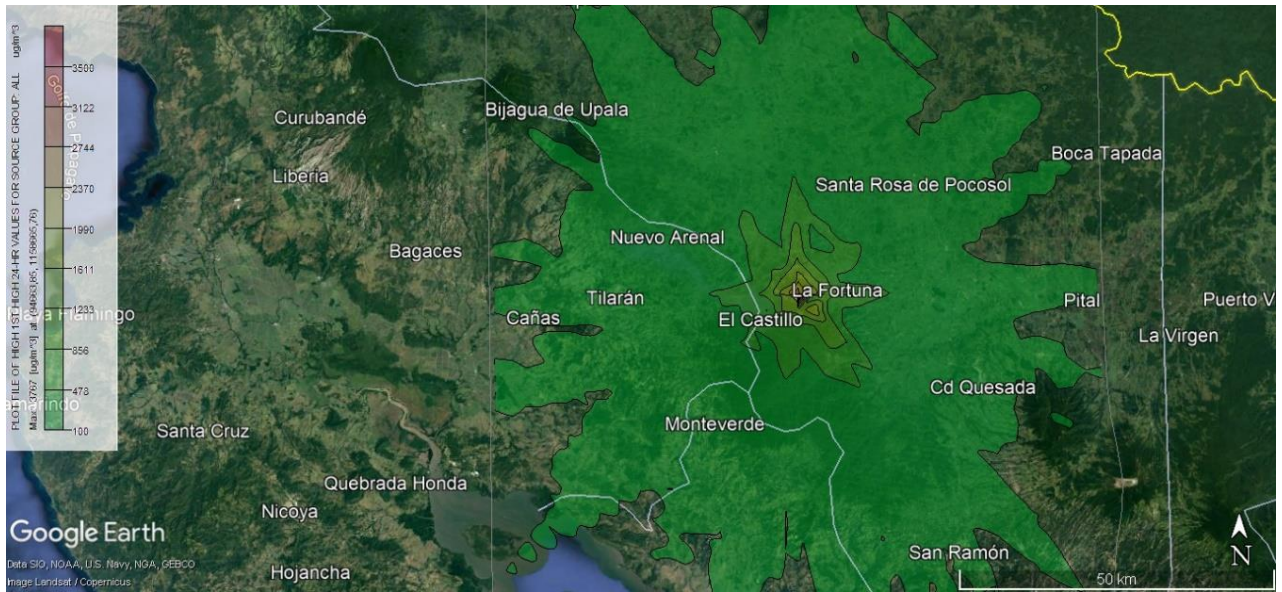


Figura 6.9: Dispersión de las PTS por la emisión del volcán Arenal.

6.3.1.2 Deposición seca y deposición húmeda de las PTS y del SO₂

Se entiende por deposición seca a la deposición de gases atmosféricos y partículas en la superficie terrestre en ausencia de precipitación pluvial, mientras que la deposición húmeda es aquella deposición atmosférica en la cual las sustancias químicas y las partículas atmosféricas son incorporadas en pequeñas gotas y transferidas a la superficie terrestre en forma de lluvia, niebla o nieve (claramente esto último no es nuestro caso). Se recuerda que PTS es la abreviación para “Partículas Totales en Suspensión” que, en su conjunto, corresponde a todo el material no gaseoso en el aire que posee un diámetro aerodinámico menor a 100 micras.

La Fig. 6.10, por ejemplo, muestra lo que sería la deposición húmeda o lluvia, que arrastra al SO₂ a la superficie. Esto es una aproximación a lo que sería la lluvia ácida producto de las emisiones del volcán Arenal. El SO₂ se puede transformar ácido sulfúrico en presencia de humedad y una superficie donde pueda reaccionar, como el suelo o partículas en el aire. La mayor deposición del SO₂ se da dentro del área del parque, donde se llega hasta a acumulaciones de 22 g/m² en las cercanías del cráter activo. Por tal motivo, la vegetación se vería afectada por desgaste y oxidación ácida, por lo que los árboles serían químicamente quemados y la vegetación sería reducida. La disminución de las emisiones por el volcán haría que la vegetación vaya creciendo, debido a la disminución de la lluvia ácida en la zona.

La Figura 6.11 muestra, por su parte, la deposición húmeda de las PTS o lo que se refiere al arrastre de las cenizas a la superficie por la acción de la lluvia en la zona. La zona e impacto es localizada a los alrededores cercanos del volcán, con una mayor influencia en el parque nacional y la deposición se podría dar hasta en la zona este de la Laguna del Arenal.

Para la deposición seca, que es la caída de las sustancias por la propia acción de la gravedad del planeta, donde la Fig. 6.12 muestra la cantidad de dióxido de azufre que llegó a la superficie terrestre, en ausencia de lluvia, granizo o neblina. La dispersión es homogénea en cada dirección, donde la mayor concentración es en los alrededores del volcán y en las inmediaciones del parque nacional (ver también, Fig. 6.13).

La Fig. 6.14 representa la caída de ceniza a la superficie por la acción de la gravedad en la zona alrededor del Arenal, con un alcance de hasta 50 km de distancia alrededor del volcán, pero con baja influencia. El impacto más alto se daría en las faldas del volcán Arenal, donde se llega a las tonalidades rojas y amarillas.

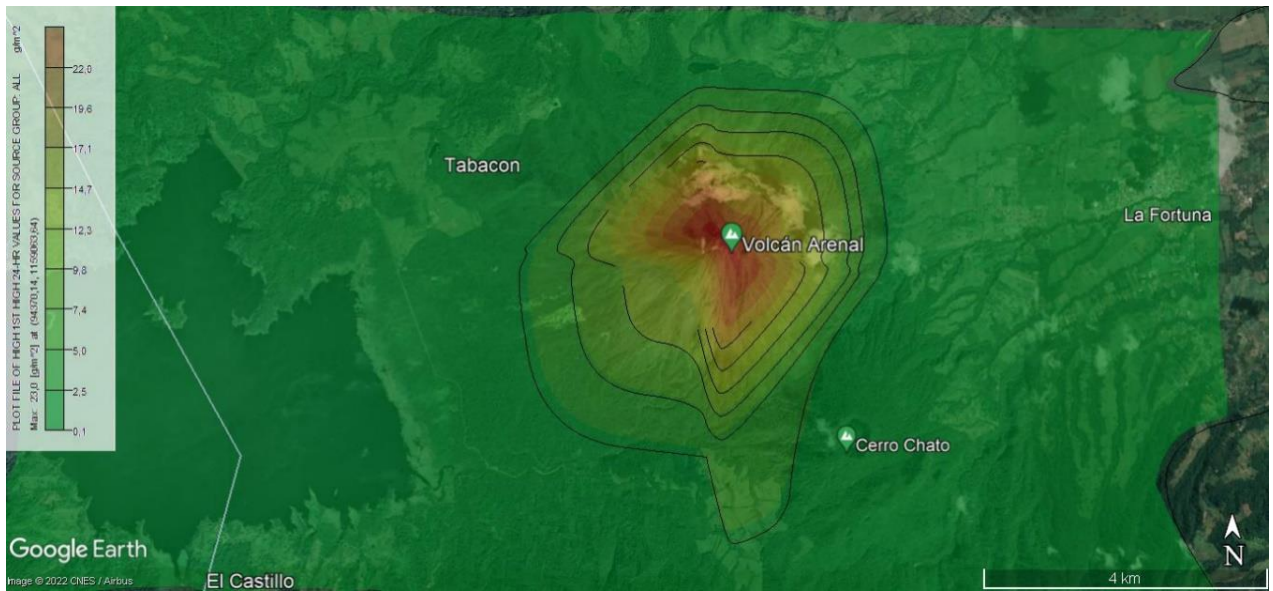
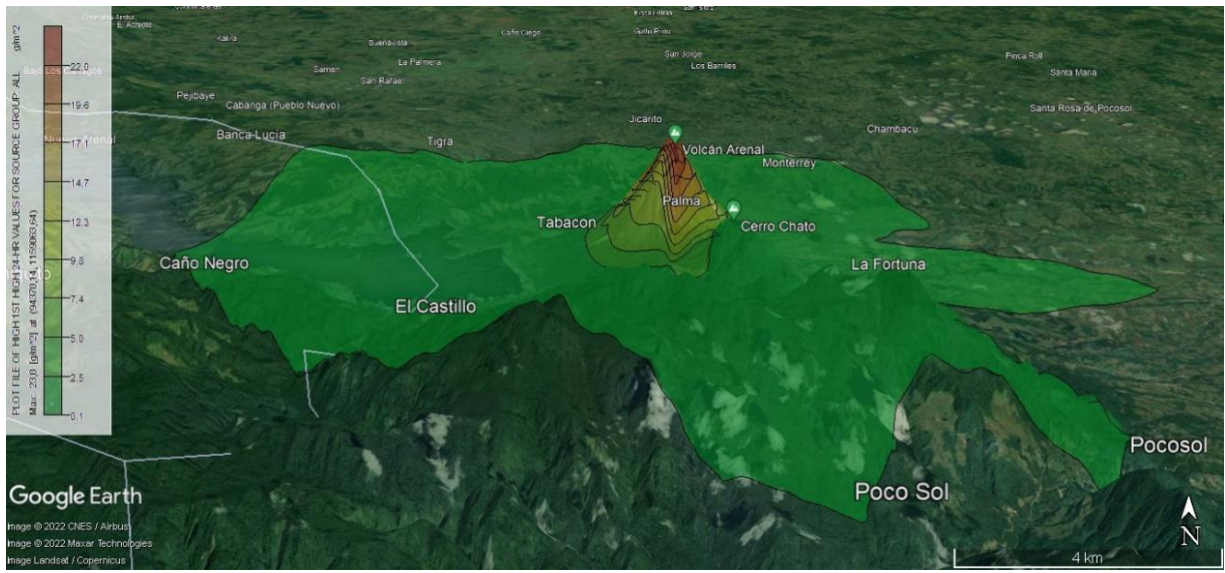


Fig. 6.10: Concentración diaria de SO₂ por deposición húmeda debido a las emisiones del volcán Arenal

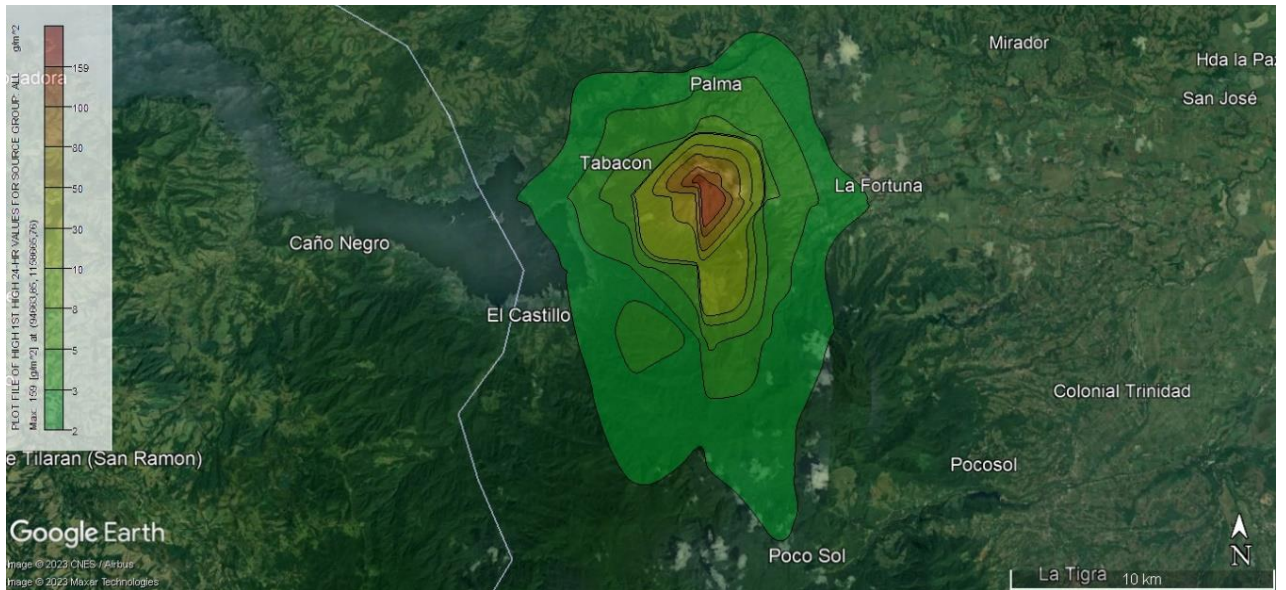


Fig. 6.11. Concentración diaria de PTS por deposición húmeda debido a las emisiones del volcán Arenal



Fig. 6.12: Concentración diaria de SO_2 por deposición seca debido a las emisiones del volcán Arenal



Fig. 6.13: Ejemplo de la dispersión de material particulado (gases, aerosoles, ceniza muy fina) en el volcán Arenal, el 18 de diciembre del 2005 (fotografía posiblemente de Federico Chavarría).

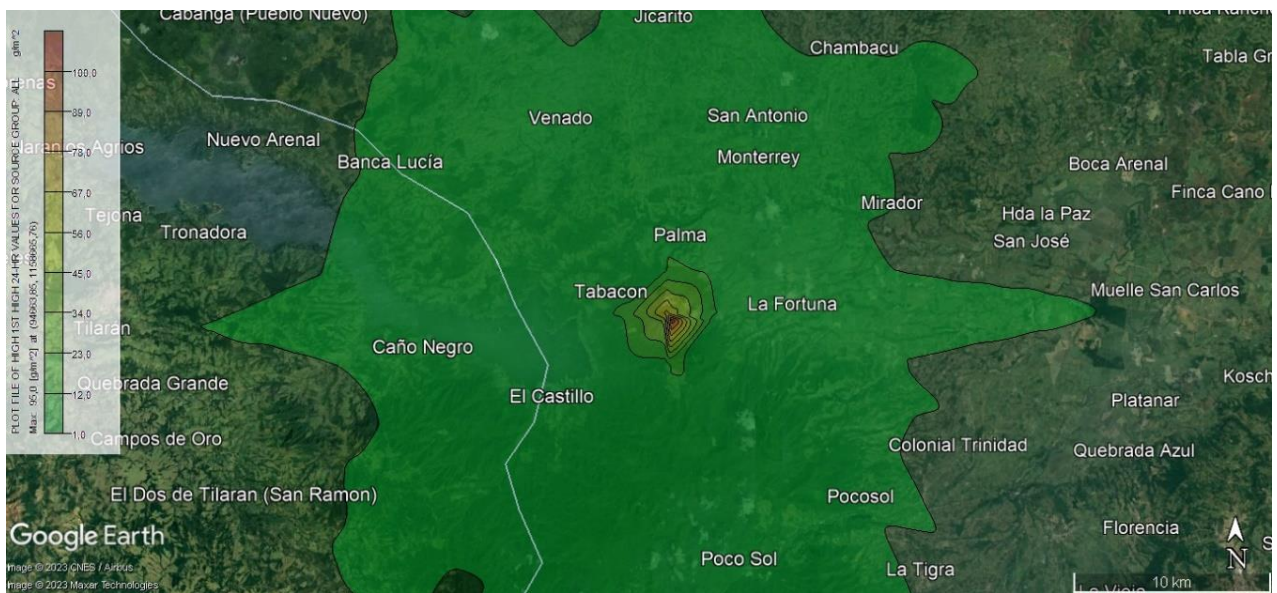


Figura 6.14: Concentración diaria de PTS por deposición seca debido a las emisiones del volcán Arenal.

6.3.2 COLADAS DE LAVA Y DOMOS

Las coladas de lava se presentan cuando el magma llega a la superficie y ha perdido gran cantidad de los gases que tenía en su interior, de modo que fluye desde las bocas de salida, pendiente abajo, a velocidades variables. Corresponden con derrames de roca fundida o parcialmente solidificada (actividad efusiva) que se producen por coladas (lenguas o flujos) de lava eruptadas desde el cráter o desde las aberturas en los flancos de un volcán (fisuras o cráteres satelitales) y fluyen como un fluido viscoso, moviéndose de acuerdo con la gravedad. Los factores amenazantes de los flujos o coladas de lava, es decir su extensión, están principalmente gobernados por la viscosidad, muy relacionada con temperatura, composición química, contenido de cristales y de gases, así como la tasa 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 o un obstáculo importante.

La lava erupcionada del cráter o grietas (fisura) en los flancos suele fluir hacia abajo de acuerdo con la gravedad y en forma de una colada o lengua de lava, cuya velocidad depende de su viscosidad, variando entre casi un kilómetro en un día en los sectores de elevada pendiente a unos pocos metros por hora en los sectores de pendiente más suave. El área afectada varía entre algunas hectáreas hasta un kilómetro cuadra o más en un único flujo. Donde pasa una colada de lava, la tierra, caminos y las casas son destruidas, sepultadas y quemadas (Fig. 6.15 y 6.16).

Los domos son cúpulas de lava generalmente viscosas, que se enfrían poco a poco en el propio foco de salida o a lo sumo forman una lengua corta y espesa de lava (domo-colada). Tanto las coladas de lava durante su avance sobre pendientes fuertes o los domos en la cúspide de los estratovolcanes, pueden representar un serio peligro si se derrumban o colapsan. En este caso suelen producir deslizamientos de bloques incandescentes y flujos piroclásticos de bloques y cenizas con gran poder destructivo.

A lo largo de la historia del Arenal, las lavas han cambiado muy poco en su dinámica, alcance areal, petrología, quimismo y comportamiento mecánico en general, como coladas andesítico-basálticas blocosas de baja velocidad (cf., Borgia et al., 1988; Borgia y Linneman, 1990; Bolge et al., 2004). Considerando aun las lavas emitidas desde cráteres laterales, como los A y E, las distancias máximas alcanzadas desde el cráter D son de 4.4 km (en línea recta) para las ARL4l más distal (al este de Tabacón); los frentes de las lavas ARL5l distales están a 3.9 km (en línea recta) desde el borde del cráter C, y la lava más larga de las ARL5h tiene su frente a 2.7 km del cráter C (Cuadro 6.5).

Entre octubre de 1991 y octubre de 1992 una colada de lava se mantuvo activa por más de 11 meses y uno de sus lóbulos alcanzó 2340 m desde el cráter C, una de las coladas más largas que alcanza partes bajas del volcán y llegó a unos 700 m del camino que conduce al túnel de conducción de agua al embalse, el túnel Fortuna, lo que puso en ese momento en alerta al personal del ICE (Soto, 1993).

El volcán Arenal, entre 1968 y el 2010, expulsó más de una centena de coladas de lava, con un volumen total de aproximadamente 0.7 km³ de lava (Fig. 6.15). La extensión

máxima de las coladas de lava prehistóricas e históricas, relacionadas con el Arenal, no llegaron a alcanzar la presa Sangregado. Por ello, en el caso de un próximo periodo eruptivo, no se visualiza un peligro inmediato (Alvarado et al., 1988a, 1997; Soto, 2004; Soto y Sjöbohm, 2005; Vargas y Alvarado, 2017). Sin embargo, en el trabajo de campo se encontró una colada de lava aguas abajo (margen derecha del río Arenal) de la presa de Sangregado, macroscópicamente muy similar a las del Arenal. Esta colada de lava, hoy día cubierta por una densa vegetación, podría estar relacionada con los campos de lava antiguos del Arenal y dista unos 6.2 km (línea recta) del cráter D, por lo que sería la distancia máxima posible, aunque por lo general el área de mayor probabilidad es a menos de 4 km (Cuadro 6.5).

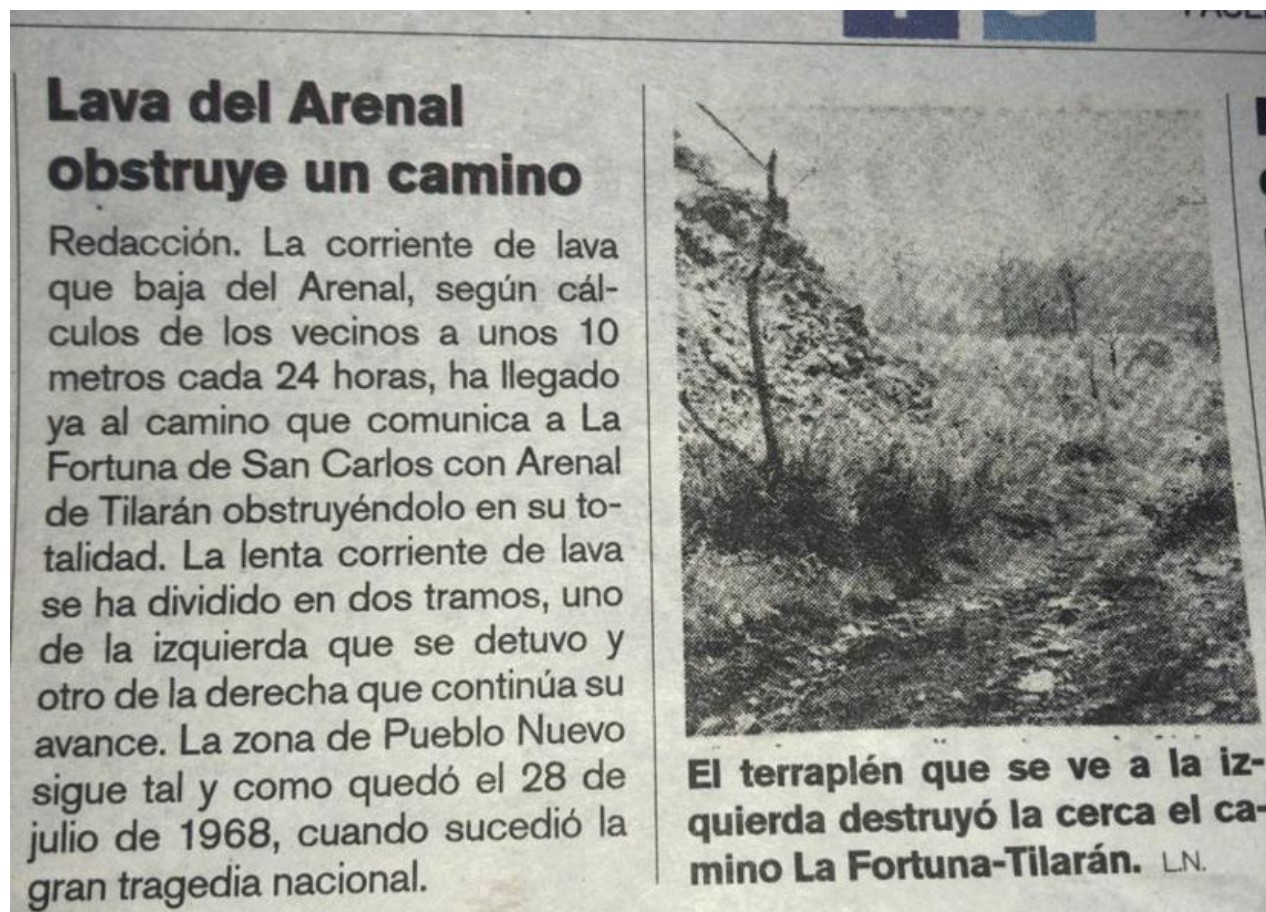


Fig. 6.15: Ejemplo de una noticia de periódico donde una colada de lava eruptada del cráter inferior o A estaba por obstruir el antiguo camino que comunicaba La Fortuna con Tilarán. Un nuevo camino fue realizado con otra ruta (la actual en uso) y se le agregó lastre en 1985.



Fig. 6.16: Colada de lava en pleno avance (6 de junio de 1996, al N del lago Cedeño o Los Lagos).

Como resulta claro, hoy con el volcán durmiendo la peligrosidad volcánica es baja. Pero en su próximo reactivar, atendiendo a todo su historial pasado (prehistórico e histórico) resulta claro que muy probablemente se van a formar nuevos campos de lava. Las preguntas que surgen son básicamente tres: ¿Cuándo, por donde serán el o los focos de salida y su duración?

La primera pregunta, difícil de contestar, es que puede ocurrir dentro de un escenario pesimista antes de concluir el presente siglo, aunque perfectamente pueden transcurrir varios siglos de inactividad.

La otra, atendiendo a los modelos de Borgia et al. (1988) y trabajos subsiguientes, es que se puede presentar más favorablemente a lo largo de dos zonas de debilidad cortical. La histórica E-W, preferencialmente sobre su flanco occidental, y la N-S, preferencialmente a ser afectada sobre su flanco nórdico. El área de ser afectada y su figura geométrica va a estar dada por donde se genere la boca inicial controlada por la topografía con un mínimo de 3 km desde la cima y más probable de 4.5 km. La distancia de 6 km y más sería para casos excepcionales (Fig. 6.17).

Finalmente, la duración de las efusiones de lava, aunque igualmente difícil de estimar, resulta claro que el área y volumen generado desde 1968 al 2010 es similar al área cubierta por las coladas de lava del período efusivo precedente. Por ello, se puede hipotetizar, que en

el caso de un nuevo reactivar y que se generen coladas de lava, la duración efusiva va a extenderse por varios años, incluso décadas.

Aunque existen programas de cómputo para modelar la extensión y recorrido de las coladas de lava y, adicionalmente, se cuenta con datos de campo sobre las coladas de lava (velocidad, temperatura, viscosidad, mapa topográfico de detalle actualizado, entre otros), no se visualiza la necesidad de modelar la extensión de las coladas de lava, dado que ello va a depender del foco de salida. Sería mucho más apropiado, en su próximo reactivar, aplicar dichos programas, una vez que se disponga del foco eruptivo activo.

Cuadro 6.5: Ejemplos de coladas de lava con sus distancias máximas, base para una estimación futura del peligro por derrames lávicos.

Colada de lava	Extensión máxima (línea recta)	Comentario
Prehistórica río Arenal (Sangregado)	6.2 km	Posible colada de lava antigua medida desde el cráter D, aunque con probabilidad salió de un cráter satelital inferior en el flanco NW.
Colada Tabacón (prehistórica)	4.4 km	La distancia está con respecto al cráter D, aunque realmente su recorrido pudo ser menor dado que se presume que salió de un cráter satelital denominado E (ver Borgia et al., 1988).
Coladas de lava prehistóricas cubiertas por arenas y tefras, flanco NE	~3.7 km	Se observen en el relieve cóncavo por los balnearios Ecotermales y Laurel.
Colada 1968	3.9 km	Distancia desde el cráter C (usado para delimitar el peligro), aunque en realidad salió del A.
Colada de lava de 1991	2.7 km	Distancia en línea recta desde el C.
Armazón de lava de la mayoría de las coladas	1.9 km	La mayoría de las coladas de lava prehistóricas e históricas se concentraron en un radio inferior a 1.9 km desde su foco de salida (cráteres C o D).

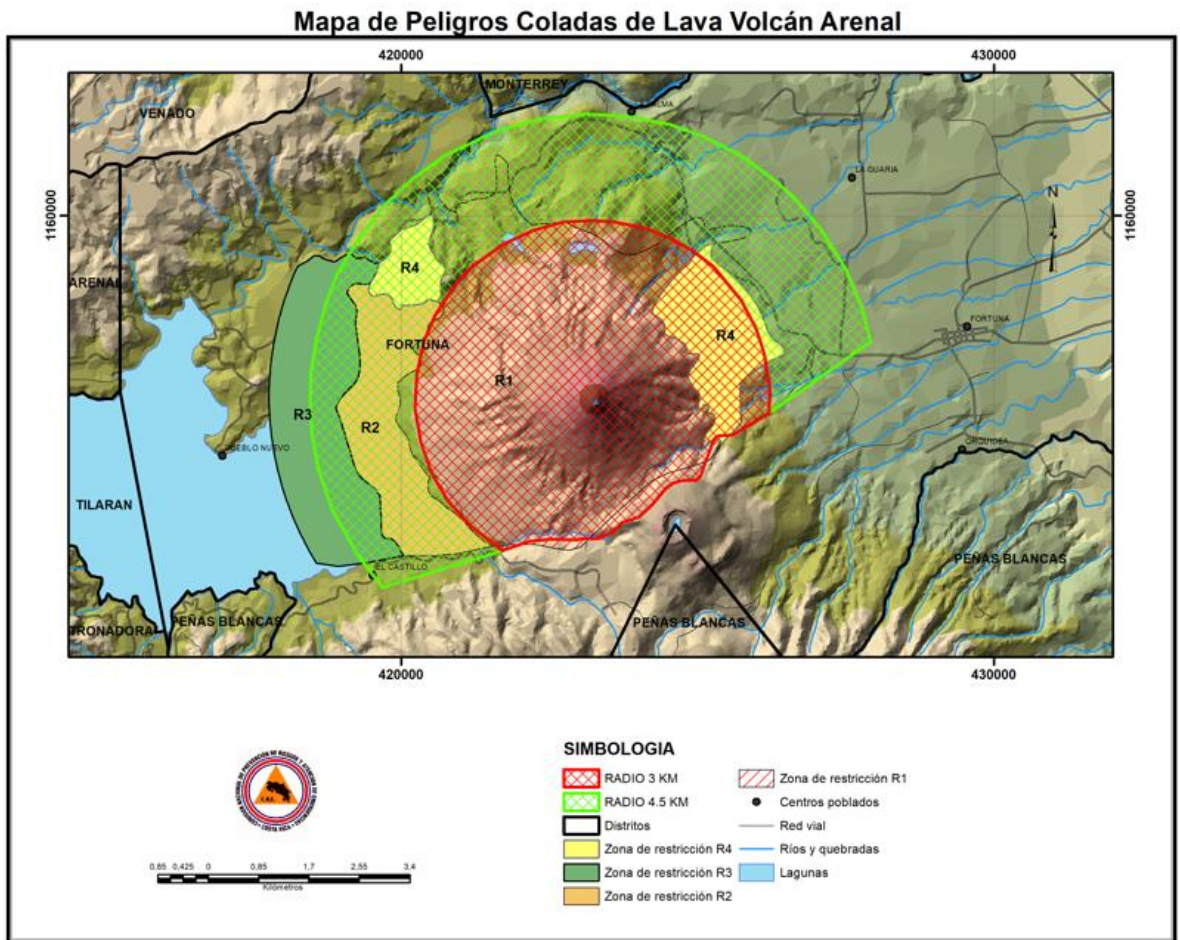


Fig. 6.17: Mapa de peligros por coladas de lava en el Arenal (máximo a 3 km, intermedio a 4.5 km). A 6 km o más, el peligro es bajo a muy bajo.

6.3.3 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. En contraposición a los piroclastos de caída, otras veces más bien los piroclastos fluyen por las laderas de los volcanes, en un colchón de gases calientes a alta velocidad. Son los llamados flujos piroclásticos. Un flujo piroclástico, también conocido como corriente de densidad piroclástica concentrada, CDPc, consiste en un flujo de material volcánico (gases y 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 $< 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ y $800\text{ }^{\circ}\text{C}$. Muchas veces las explosiones y los flujos resultantes pueden estar acompañados de una onda de impacto.

Los flujos piroclásticos, también llamados como corrientes de densidad piroclástica concentrada (CDPc), se pueden originar de diversas maneras, pero básicamente por el colapso de domos, coladas de lava o paredes del cráter, o bien, por el colapso debido a la enorme densidad de columnas de piroclastos. Se mueven canalizados por los valles con una energía, temperatura y velocidad elevadas y con un alto poder destructivo. En el pasado, para algunos autores, flujos similares en otras partes del mundo se asemejan más a avalanchas, dado que existe una fuerte componente de transporte por rodamiento e interacción intraclastos y con el suelo, por los que fueron clasificados en su momento como avalanchas piroclásticas (ver discusión en Francis et al., 1973; Mellors et al., 1988). Hoy día, dichos términos ni asociaciones se utilizan, pero se considera importantes su comparación para un lector no especializado.

Otros eventos están asociados con explosiones donde el agua subterránea calentada por el magma en ascenso interviene (llamados freáticos y freatomagmáticos), los cuales originan las llamadas oleadas piroclásticas o corrientes de densidad piroclástica diluida (CDPd), con gran cantidad de gases, pero menos calientes, aunque más rápidas y destructivas. Estas oleadas suelen acompañar a los flujos piroclásticos y, normalmente, afectan áreas más extensas que los flujos como tales, debido a su gran movilidad por los gases calientes. Entonces, las oleadas piroclásticas (CDPd) son un tipo de flujo piroclástico, pero con baja concentración y densidad, fluidizados, donde la fase continua entre los fragmentos es el gas. Suelen acompañar a los flujos piroclásticos concentrados y, en detalle, suele existir una gradación completa entre los flujos piroclásticos concentrados y las oleadas.

Justo en el Arenal, dentro de un caso particular de las oleadas piroclásticas (CDPd) existen aquellas que corresponden con explosiones dirigidas de bajo ángulo, asociadas con una combinación de gases magmáticos y agua subterránea sobrecalentada, que da una especie de flujos-oleadas piroclásticos de altísima energía y velocidad (comúnmente llamados *lateral blast* en la jerga vulcanológica), acompañadas de intensos bombardeos balísticos, tal cual sucedió en julio de 1968. Suelen ser más gruesas (tamaño lapilli, poca matriz de ceniza fina). En el registro tefroestratigráfico del Arenal, no se han identificado inequívocamente otros

depósitos similares, aunque algunos tienen semejanzas, pero se han estudiado poco, dada la escasez de afloramientos, por lo que no sería de extrañar su presencia en el registro estratigráfico antiguo.

Pero aparte de la efusión cuasi permanente de coladas de lava, otra particularidad que caracterizó al volcán Arenal se caracterizó por producir pequeños flujos piroclásticos, los últimos y mejor documentados en los años 1968, 1975, 1993, 1998 y 2000. Otros flujos piroclásticos menores se originaron con cierta frecuencia entre 1987 y el 2000 (Alvarado, 2011; Alvarado y Arroyo, 2000; Alvarado y Soto, 2002; Cole et al., 2005; Alvarado et al., 2006; Hofton et al., 2006). Arroyo y Alvarado (2000) evalúan todos los flujos piroclásticos reportados en la literatura para el Arenal, en particular aquellos incluidos el *SEAN Bulletin* (*Smitsonian Institution*), después denominado *Global Volcanism Network* (GVN), el Boletín del Volcán Arenal (OVA), después denominado Boletín del Observatorio Sismológico y Vulcanológico del Arenal y Miravalles (OSIVAM), y con base en reportes del Boletín de Vulcanología de la Universidad Nacional (UNA), así como en otras publicaciones.

Alvarado y Arroyo (2000) incluyeron parámetros tales como la fecha, la hora de ocurrencia, su longitud, el número de pulsos, y el flanco sobre el cual se propagaron. En muchos casos la información fue incompleta o contradictoria (caso de los meses de 1987 entre el *SEAN Bull.* y el Bol. Vulcanol.-UNA), o simplemente solo se reporta el mes sin más detalles (varios ejemplos en 1988, 1990 y 1992, entre otros). En aquellos casos en los que solamente se describen “flujos pequeños”, sin precisar su longitud, se estimó arbitrariamente una longitud 0.4 km. Aun con todos estos atenuantes, se desprenden datos interesantes que, aunque conocidos previamente por experiencia o intuición, nunca se habían presentado en forma sinóptica y con aspectos estadísticos.

El citado trabajo discute sobre la frecuencia espacial y temporal, los horarios y las distancias recorridas, así como los diferentes orígenes desde 1975, y en particular desde 1985, que es cuando se tiene un registro más continuo de observación y de mediciones de campo. Estos factores son fundamentales, no solo para conocer la dinámica eruptiva del Arenal y sus flujos piroclásticos asociados, sino para evaluar su peligro implícito.

Dicho estudio contabilizó un total de al menos 56 eventos de flujos piroclásticos (individuales o compuestos por varios lóbulos o pulsos) reportados en el volcán Arenal entre 1975 y 2000, y particularmente desde 1986 al 2000 (Alvarado y Arroyo, 2000). Claramente, se observa que los años con más intensa actividad de flujos piroclásticos fueron los de 1992-93, seguidos por 1987, 1989, 1998 y el 2000. En contraposición, los años de 1976-1985, 1991, 1994-1995 y 1997 fueron muy tranquilos. Los meses en los que se ha reportado menos flujos piroclásticos son los de principios y fin de año, quizás asociados a mejores condiciones climáticas y mayor afluencia de turistas. Si nos referimos a las horas de los reportes, se observa cómo estas se concentran en las horas diurnas de mayor actividad turística (entre las 9 a. m. y las 6 p. m.) y con mejor visibilidad relativa. De lo anterior se desprende lo ya sugerido por Alvarado et al. (1998): que muchos flujos menores quizá no llegaron a ser reportados por haber ocurrido en horas de la noche o con escasa visibilidad (lluvia o nublado). El paso de una actividad meramente efusiva, entre 1975 y 1983, a una actividad efusiva-estromboliana a partir de 1984, pudo haber desestabilizado y modificado la geometría del cono y su conducto eruptivo, favoreciendo la generación de flujos piroclásticos; el flujo de

1975 parece estar igualmente asociado con una desestabilización de cráter C, debido a la migración del foco del cráter inferior (A) al superior y activo (C).

El primer flujo piroclástico reportado y de importancia, después de los de 1968 (fase inicial en conducto cerrado), fue el del 21 de junio de 1975 (conducto abierto), justo en el momento en que la actividad eruptiva migró del cráter inferior A al superior C y actualmente activo (Matumoto y Umaña, 1975, 1976; Van der Bilt et al., 1976). Dicho flujo viajó unos 4 km por el valle del río Tabacón (distancia máxima alcanzada por un flujo de bloques y bombas en el Arenal), más allá de las actuales instalaciones de los balnearios.

Varios flujos menores siguieron a dicha actividad. Después de ello, se dio una supuesta calma en la generación de flujos piroclásticos de casi 11 años, la cual se rompió el 16 de marzo de 1986, fecha en la cual iniciaron una serie de flujos piroclásticos de manera más o menos periódica hasta 1991. A partir de 1992, se dio un nuevo despunte más notorio, que prácticamente finalizó con el conocido flujo del 28 de agosto de 1993. A partir de ahí, la actividad fue casi nula, para volver a recrudecer desde enero de 1998 hasta el presente (23 de agosto del 2000).

Justo los años con más intensa actividad fueron los de 1992-1993, seguidos por otros años con mucha frecuencia de flujos piroclásticos tales como en 1987, 1989, 1998 y en el 2000. En contraposición, los años de 1991, y particularmente de 1994-1995 y 1997 fueron muy tranquilos. Resulta interesante y tentadoramente coincidente, que la mayor cantidad de reportes coincidan con las mejorías de las vías de acceso a los alrededores del volcán, las cuales cambiaron substancialmente a partir de 1986 y, al volverse un volcán turístico por excelencia a partir de 1990. Sin embargo, parece cierto que entre 1976 y 1985 no hubo flujos piroclásticos importantes, debido que la actividad predominante era efusiva, y siendo normal que los vulcanólogos subieran hasta el cráter a estudiar el lago de lava. Igualmente, podrían ser algunos de los años de pasividad anteriormente reportados para la década de los años noventa.

La duración de los flujos piroclásticos fluctuó desde menos de dos minutos y a modo de un único evento, hasta un poco más de 5 horas (5 de mayo 1998 y 23 de agosto de 2000); excepcionalmente 3 días (p.ej., junio de 1975, y constituidos por varios pulsos sucesivos. Los flujos pueden alcanzar distancias máximas de hasta 4 km, aunque normalmente son inferiores a los 2 km y, por lo general, aún menores al kilómetro de emplazamiento. Aquellos que han alcanzado distancias superiores o iguales a los 2 km, han estado asociados con el colapso del lago de lava y con explosiones concomitantes, y han ocurrido en mayo-junio y en agosto. Los meses en los que se ha reportado más flujos son los de junio, agosto y setiembre (con 4 eventos en 25 años), seguidos por los de febrero, marzo, mayo y octubre (3 eventos), con una notable baja en los meses de principios y fin de año. Desde 1998 y más evidentemente desde 1999, el cráter C desarrolló estructuras de conos-domos, con lóbulos cortos en altas pendientes, lo cual facilitó la generación de flujos piroclásticos mencionados (Alvarado y Arroyo, 2000).

También fue notorio que la mayor actividad del Arenal de flujos piroclásticos suele coincidir con la época lluviosa (Alvarado y Barquero, 1987; Alvarado y Arroyo, 2000). Los estudios de Simmons et al. (2004) han mostrado que, en el caso de coladas de lava, las

fracturas tensionales desarrolladas perpendicularmente a la dirección del flujo, una vez rellenas de agua de lluvia incrementan la presión de fluidos, y los hacen más susceptibles de colapsar y causar flujos piroclásticos. Así que, aparte de la inestabilidad por altas pendientes, este es un factor adicional evidente en el Arenal, donde la lluvia es intensa.

Entonces si nos referimos a la peligrosidad volcánica durante 25 años de análisis (entre 1975 y el 2000), basados en el período histórico, concentrado en la frecuencia de flujos piroclásticos, se puede concluir lo siguiente (Alvarado y Arroyo, 2000, y referencias allí citadas):

a) *Frecuencia*: En general, se puede decir que entre 1986 y el 2000 (período con mayor actividad de flujos piroclásticos), se generaron unos 55 eventos (flujos piroclásticos), que variaron entre 0 y 7 flujos (3.9 eventos por año), de los cuales tan solo 3 flujos superaron o igualaron los 2 km de longitud (un evento de este tipo cada 4.6 años). Si se toma en cuenta el flujo de 1975 (concomitante a la migración de la actividad del cráter inferior al superior), entonces la frecuencia por año disminuye a 2.2 flujos/año y a un evento importante de longitud mayor a 2 km cada 6.2 años.

b) *Longitud máxima*: La longitud de los flujos varió entre 4 (justamente en donde actualmente se encuentran las instalaciones termales del río Tabacón) y 0.4 km, siendo lo más normal entre 0.4 y 1.5 km. Claramente, la longitud usual que solían alcanzar los flujos piroclásticos era inferior a los 2 km, aunque se sabe que pueden llegar al superar los 4 km de extensión.

c) *Ámbito de acción*: Los flujos piroclásticos ocurrieron en un gran radio de acción de unos 230° entre el flanco N y el S, pero fueron más frecuentes y de mayor longitud en sus flancos N y NW (en menor, grado el W), donde ambos presentaron una mayor incidencia por la dualidad conjunta de la longitud que suelen alcanzar y por su frecuencia. El antiguo cono del Arenal (cráter D) protegió los flancos NE, E y, en parte, el SE mientras este mantuviera su estabilidad.

d) *Velocidad y tiempo de respuesta*: Su velocidad fue de ≥ 80 -120 km/h por lo que requieren de tan solo entre 90 y 180 segundos para alcanzar algunos sitios con desarrollo turístico en los posibles caminos de los flujos piroclásticos y de 2-3 minutos para alcanzar una distancia de 4 km.

e) *Señales premonitoras*: Sismos de tipo A parecen preceder a los mayores eventos piroclásticos entre unas semanas a varios meses de antelación (Alvarado y Soto, 2002; Mora et al., 2022). También como se dijo, resulta notorio que la mayor actividad de flujos piroclásticos suele coincidir con la época lluviosa (Alvarado y Barquero, 1987; Alvarado y Arroyo, 2000).

A modo resumen, en el caso del volcán Arenal, a lo largo de su historia y prehistoria se han observado flujos o bien depósitos correspondientes, de cinco modos de formación diferentes (se incluyen también las oleadas acompañantes, o bien generadas independientemente por explosiones freatomagmáticas):

1) *Colapso de columnas de erupciones subplinianas*: Asociados con erupciones subplinianas o con el colapso de domos, o ambos, como se ha observado en los más antiguos depósitos conocidos de AR-1 [~5080 a.C.], y en algunos flujos asociados con ET-2 [AR-20, ~1340 A.D.]. Las distancias radiales máximas observadas son de 4.15 km desde el cráter D, en el corte 80 llamado Sitio Jardín de chinias (456.1 E-273-8 N; Soto et al., 1998).

2) *Colapso de columnas estrombolianas violentas o subplinianas basálticas*: Como es el caso del flujo de la Quebrada Guillermina, explotado en el tajo Los Lagos (correlacionado y mapeado originalmente por Borgia et al., 1988), u otros observados en un corte al W del volcán (el numerado 81 por Soto et al., 2000, 2 km al W del cráter D), ambos sitios asociados con ET-3 [AR-19 ~1100 A.D.]. La distancia máxima observada a la que han llegado es de 3.5 km radiales desde el cráter D, en las cercanías del tajo mencionado.

3) *Colapso de columnas piroclásticas estrombolianas y vulcanianas pequeñas*: Típicas entre 1986 y 1992 (p. ej., 13 de julio 1987, 11 de marzo de 1988 y 24 de febrero de 1992), pero muy intensamente entre 1987-1989 (Alvarado y Arroyo, 2000), que raramente han excedido los 2 km de distancia radial desde el cráter D.

4) *Flujos de bloques y cenizas*: Ejemplos fueron los del 31 de julio de 1968, mapeados por Melson y Sáenz (1968) y Minakami et al. (1969), remapeados por Alvarado et al. (2006), que se presentan hasta 3.2 km de distancia radial del cráter D.

5) *Oleadas piroclásticas secas tipo lateral blast*: El ejemplo didáctico (incluso a nivel mundial) fue la erupción inicial a conducto cerrado del 29 de julio de 1968, donde los efectos se concentraron en el flanco occidental del volcán y alcanzaron distancias de unos 6.5 km (Melson y Sáenz, 1968; Alvarado et al., 2006).

5) *Derrumbe y la evacuación de lagos de lava*: Este tipo de eventos han sido ampliamente estudiados por Alvarado et al. (1994), Alvarado y Arroyo (2000), Alvarado y Soto (2002) y Cole et al. (2005), asociados con el derrumbe del lago de lava cratérico cuspidal con explosiones asociadas (p. ej., junio 1975, 28 de agosto 1993, 5 de mayo 1998 y 23 de agosto 2000). Estos flujos históricos fueron más móviles, más ricos en gases, más calientes ($< 1000^{\circ}$ C), con mayor energía potencial y cinética, más veloces (11-33 m/s = 40-120 km/h), más voluminosos ($1-3 \times 10^6$ m³) y, por lo tanto, más destructivos y de mayor alcance (Alvarado y Soto, 2002), que alcanzaron hasta 4.3 km y 3.3 km de distancia radial desde el cráter D (Fig. 6.18).

5) *Colapso de frentes de coladas de lava en bloques*: Se presentaron las partes de alta pendiente, han sido observados en los años 1993 (p.ej., mayo-junio, 1993), 1998, 2003 y 2004, y no suelen llegar más allá de los 2.3 km radiales desde el cráter D (Fig. 6.19).



Fig. 6.18: Ejemplo de un flujo piroclástico de 1998 canalizado hacia el río Tabacón, que se detuvo antes de las instalaciones turísticas (fotografías posiblemente de Fernando Alvarado).



Fig. 6.19: Ejemplo de un flujo piroclásticos por el derrumbe de una colada de lava (10 de junio 2008, fotografía anónima).

El área de extensión y eventual afectación por flujos piroclásticos históricos y prehistóricos no parece llegar a la presa de Sangregado, por lo que el peligro podría pensarse que es muy bajo (Cuadro 6.6). Aun asumiendo que un flujo piroclástico pudiese llegar a la presa, sus efectos sobre la obra de la presa serían mínimos (Alvarado et al., 1988a, 1997; Soto, 2004; Soto y Sjöbohm, 2005; Meloy, 2006; Oramas et al., 2012a, b; Vargas y Alvarado, 2017). Sin embargo, si se toma en consideración que en el Arenal se han registrado erupciones subplinianas y plinianas (basálticas hasta andesíticas), las cuales debieron de haber registrado flujos piroclásticos más fluidizados y extensos, se considera que esas distancias registradas en la estratigrafía (Cuadro 6.6) parecen ser subestimadas. Quizás muchos de los afloramientos por donde discurrieron ciertos flujos piroclásticos deben de estar cubiertos por depósitos más recientes, encubriendo posibles escenarios más drásticos. Entre ellos se pueden pensar en el río Tabacón y su confluencia con el río Arenal y el río Aguacaliente, donde en la poca estratigrafía observada se observa una complejidad alta (particularmente en el río Tabacón), indicativo de una canalización preferencial de depósitos volcánicas y de retrabajo fluvial.

Dado lo anterior, se realizó un modelado computacional de la eventual área de afectación por flujos piroclásticos con una altura eruptiva mayor que las históricas. El resultado del modelaje evidencia que la eventual extensión de los flujos piroclásticos

asociados con diversos eventos es mayor que la estimada en trabajos anteriores, basados fundamentalmente en el registro estratigráfico e histórico (Fig. 6.20).

Fig. 6.20. Mapa de peligros volcánicos por flujos piroclásticos. **Xx**:

Cuadro 6.6: Cuadro sinóptico de algunos aspectos relevantes de los flujos piroclásticos del Arenal.

Tipo de CDP y evento disparador	Distancia (km)	Probabilidad	Discusión	Radio de peligro
Evento subpliniano	4.2	En el registro geológico no se vislumbra un evento en el presente siglo. Si para dentro de unos siglos	En el mapa de peligro a corto plazo no se incluirá este evento, pero sí en el de largo plazo	Una distancia de 4.2 km está basada en los afloramientos, pero con seguridad está subestimada. Quizás el flujo se canalizó por ciertos sectores preferencias no expuestos. En el mapa se le dará un mayor radio
Evento subpliniano basáltico/estromboliana violenta	3.5	En el registro geológico no se vislumbra un evento en el presente siglo. Si para dentro de unos siglos	En el mapa de peligro a corto plazo no se incluirá este evento, pero sí en el de mediano plazo	Una distancia de 3.5 km está basada en los afloramientos, pero con seguridad subestimada. Quizás el flujo se canalizó por ciertos sectores preferencias no expuestos. En el mapa se le dará un mayor radio
CDPd tipo <i>blast</i>	6.5	Aunque es un escenario drástico, es el que todos los autores esperan ante un nuevo despertar. El foco eruptivo inicial se presupone en su flanco N u W	Es el escenario que se manera para la fase inicial del próximo período eruptivo	La distancia de 6.5 km parece adecuada
CDP pequeños incluyendo flujos de bloques y cenizas y flujos de bombas	2.3-4.3	Se utilizarían tanto para el escenario inicial como para el de conducto abierto	Es el escenario que se manera para la fase inicial del próximo período eruptivo	Se pueden manejar dos distancias, la de 2.5 km como peligro máximo y la de 4.3 km como flujos canalizados y más energéticos

6.3.4 PIROCLASTOS DE CAÍDA

Cuando el magma asciende, los gases disueltos pueden ser súbitamente liberados por lo que se producen explosiones que fragmentan al magma en erupción y las rocas circundantes. En consecuencia, se forman fragmentos de diversos tamaños (submilimétricos hasta métricos) de lava triturada, reciente (incandescente o juvenil) o preexistente, incluso de modo subordinado de 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 (< 2 mm) a lapilli (2 mm a 64 mm) hasta bloques y bombas (> 64 mm). Los bloques poseen formas angulares, juveniles o no, mientras que las bombas poseen formas aerodinámicas de lava pastosa, debido a que fueron eyectadas parcialmente fundidas. Entonces, la ceniza volcánica es roca finamente pulverizada constituida de fragmentos de rocas preexistentes, escorias o pómez, así como cristales.

Los piroclastos son expelidos 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 en una zona inferior de empuje o chorro de gases/cenizas y por una zona superior convectiva, para finalmente tomar 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. La dirección y fuerza del viento controlan el transporte de las tefras (cenizas y lapilli de pómez) a grandes distancias (Cuadro 6.7).

Por ejemplo, una columna eruptiva puede crecer rápidamente y alcanzar 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, se expande lateralmente y forma el citado hongo o sombrilla de cenizas y vapor. A partir de ahí las cenizas y los lapilli son arrastrados por el viento para caer 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; corresponden con los llamados piroclastos de caída o depósitos de caída.

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

1083 de intensidad 3 y un número muy superior a 976 de intensidad 0 (Siebert et al., 2010; Alvarado, 2021).

Las cenizas afectan a los generadores eléctricos, causa cortos circuitos en líneas de transmisión y la corriente eléctrica se puede interrumpir, al igual que afecta los sistemas de comunicación. La ceniza desgasta y atasca la maquinaria, puede afectar todo tipo de equipo electrónico. El peso de la tefra (pómez, cenizas) puede ocasionar el colapso de techos de la infraestructura menor en Sangregado.

En el caso de una erupción, se le debe de agregar los eventuales efectos en el personal ICE y la población, tales como la dificultad que produce la lluvia de cenizas en los ojos, en la respiración e irritabilidad nasal, incluyendo infecciones de las vías respiratorias, particularmente el recrudecimiento del asma y bronquitis en personas previamente afectadas del pecho o con las personas asmáticas o con enfisema pulmonar. La exposición prolongada a ceniza fina (polvo volcánico) puede generar silicosis, debido a que los finos granos vidriosos pueden afectar los pulmones. En otros casos, se puede dar dermatitis y enfermedades gastrointestinales, que pueden llevar a la muerte en personas crónicas. Se debe de prever la falla de estructuras o edificaciones vitales y los daños en los vehículos automotores.

Cuando bajaron los flujos piroclásticos de la erupción del 17 de junio de 1975, la ceniza que cayó en el campamento del ICE en el sitio de presa de Sangregado durante la erupción tuvo un espesor de 5 a 8 mm (Matumoto y Umaña, 1975). Soto (1998) estimó que para el sexenio 1992-1997 el promedio anual calculado de producción de cenizas fue de 80 000 toneladas, de las cuales 5600 toneladas cayeron en el embalse. Este aporte de cenizas representó, en promedio anual, solo un 1.4 % del influjo total de sedimentos al embalse. Si se toma en cuenta la erupción de 1968, la sedimentación en el lago habría sido de cerca de 2×10^5 ton, que vendría a ser la mitad del tonelaje de sedimentos que entran al embalse en un año promedio, por lo tanto, nada despreciable. En futuras erupciones, Soto (1998) estimó que la sedimentación de piroclastos en el embalse sería del orden entre 10^6 y 10^7 ton, asociado con erupciones estrombolianas violentas a plinianas.

Como se mencionó, dentro del análisis de peligro por caída de piroclastos hay cuatro escenarios posibles por considerar:

1) Erupciones estrombolianas pequeñas a moderadas, como las observadas entre 1984 y 1996, con plumas de cenizas de hasta unos 3 km de altura (Fig. 6.21). Las áreas de mayor afectación, que incluyen las de los impactos balísticos suelen estar restringidas a 1 km de radio alrededor del cráter activo, excepcionalmente a 2 km. Soto (1998) calculó que entre 1992-1997, el promedio anual de producción de cenizas fue de 8×10^4 t, cerca de 200 veces menos que la cantidad de lava producida para ese mismo período.

2) Erupciones vulcanianas, como las de 1968, con columnas de cenizas de unos 5-10 km de altura, que produjeron $3.0 \pm 1.0 \times 10^6$ m³ de cenizas, y alcanzaron hasta la costa pacífica (Alvarado et al., en revisión). El área levemente afectada por las cenizas fue de 230 km² y trazas de cenizas cubrieron 1580 km² (Chaves y Sáenz, 1970; Sáenz, 1977). Las áreas más peligrosas se consideran dentro de una elipse con un semieje a 5 km desde el cráter D.

3) Erupciones estrombolianas fuertes (como ET-3 [AR-19], ~930 a. P.) con columnas que han de haber alcanzado 10-15 km de altura. Las curvas isopacas con los espesores de la erupción AR-21, tiene una orientación hacia el W, barrida por el viento del este. Las áreas de mayor afectación, con espesores de 100 cm o más de cenizas, son mayores que las de los eventos subplinianos, hasta unos 12.5 km al oeste del volcán y el área es más alargada y ancha. Esto se debe en parte a que el periodo de acumulación es más amplio. Las áreas de afectación moderada, con espesores de unos 50 cm.

4) Erupciones subplinianas (p. ej., ET-2 [AR-20], ~550 a. P.; ET-7 [AR-15], ~1300 a. P.; ET-9N [AR-12], ~2120 a. P.; ET-9 [AR-9], ~3200 a. P.), con columnas del orden de 20-25 km de altura, y con un volumen de material eruptado ~0.5 km³. Las curvas isopacas e isopletras de la erupción AR-20, que también tiene una orientación hacia el W, barrida por el viento del E con una columna estimada de unos 23 km de alto. Las áreas de mayor afectación, con espesores de 100 cm o más de cenizas, alcanzan hasta unos 8.5 km al W del volcán, con un ancho de unos 3 km. Las áreas de afectación moderada, con espesores de unos 50 cm de cenizas, alcanzan hasta unos 16 km al W del volcán, en un área elíptica de unos 4.5 km de semieje menor.

El embalse Arenal podría presentar un parcial y modesto relleno (algunos decímetros) debido a la acumulación de piroclastos. Sin embargo, hay que considerar el efecto sobre la vegetación circundante, lo cual incrementaría la erodabilidad de las cuencas de los tributarios, incrementando significativamente la tasa de sedimentos y de vegetación muerta en el embalse (Alvarado et al., 1997). La recurrencia de eventos explosivos importantes varía entre decenas de años hasta 850 años (Ghigliotti et al., 1992; Soto y Alvarado, 2006).

La presa se encuentra fuera de la zona de flujos piroclásticos (últimos 7000 años) y de caída de los fragmentos puramente balísticos de grandes dimensiones (decimétricas). No sería afectada seriamente en el caso de caída pluridecimétrica de pómez, escorias y ceniza. Los espesores máximos esperados en la presa, en el caso de un evento pliniano extraordinario, sería de aproximadamente 1 m. Las personas, las construcciones (techos) podrían verse afectados.



Fig. 6.21: Explosión estromboliana del Arenal.

Cuadro 6.7: Cuadro sinóptico simplificado de los efectos de la época del año sobre las partículas volcánicas (cenizas y aerosoles) y gases, según los cuatro aspectos meteorológicos importantes: la humedad, la lluvia, los vientos y la estabilidad atmosférica (realizado por los autores, basado en Zárte, 1988, Alvarado L. y Fernández, 2001; E. Zárte, com. escrita, 2021).

Nivel atmosférico y condición meteorológica	Época seca	Época lluviosa (los veranillos de la época lluviosa serían réplicas pequeñas de la estación seca, sobre todo en cuanto a lluvias)
Tropósfera baja (~1.5 km a 3 km)	Las partículas finas (cenizas y aerosoles) pueden transportarse más distancia, debido al viento alisio moderado, a veces fuerte, ausencia de lluvia y la estabilidad vertical. Transporte predominante y rápido al W y SW.	Las partículas finas (cenizas y aerosoles) no son esparcidas a grandes distancias por el viento alisio débil, la humedad y lluvia. Durante el día, las partículas viajarían al E y NE y hacia el W y SW por la noche. Incluso pueden presentar un retorno e irse precipitando ladera arriba.
~3 km a 7 km	Las cenizas se desplazarían al W.	Se moverían en un cono W y NW
~7 km a 13.5 km	Transporte predominante y rápido hacia un cono al E y NE, con distancias mayores que a < 7 km.	La dirección predominante de sedimentación es al W. Durante un temporal las partículas se podrían transportar hacia el NE y E.
~13.5 km a 19 km	Transporte con ligera predominancia hacia el W	Las áreas afectadas serían preferiblemente los flancos W y SW; en menor cuantía, SSW y NNW.
> 19 km	Transporte fuerte predominancia de difusión hacia W, pero también se presentaría difusión hacia el E en forma minoritaria.	Transporte predominantemente al W por un alto porcentaje del tiempo.

6.3.4.1. Modelación de escenarios de afectación por ceniza generados con FALL3D

Los datos de dispersión que analizados fueron exclusivamente generados por material eyectado verticalmente. Se escogió como concentración mínima de 0.2 kg/m^3 que, aunque baja, quizá pueda causar problemas alergias, malestar en los ojos, conjuntivitis, respiratorios y, quizás, silicosis. Concentraciones de ceniza iguales o mayores a 20 kg/m^3 (equivalentes a isopacas de 8 mm , usando densidad de 2500 kg/m^3) fueron asimiladas a un mismo color, pues todas serían altamente peligrosas.

En la Fig. 6.22 se nota que el lóbulo rojo, constituido por cargas de alrededor 20 kg/m^3 o más, se depositan cerca del cráter como se esperaba. En este caso equivalen a un 10% de la muestra. También se observan 4 lóbulos cuyos semiejes mayores son sucesivamente más largos. El término semieje mayor es usado aquí en forma laxa, pues cada lóbulo está muy lejos de ser una elipse pues no son simétricos respecto a la línea fina roja. Un segundo máximo apenas visible (flecha amarilla) si está centrado sobre esta línea. El límite inferior de los lóbulos sí es paralelo a la línea roja. Este es un patrón que se repite con los vientos presentes a las 3 pm, aunque rotado alrededor del cráter (Fig. 6.23)

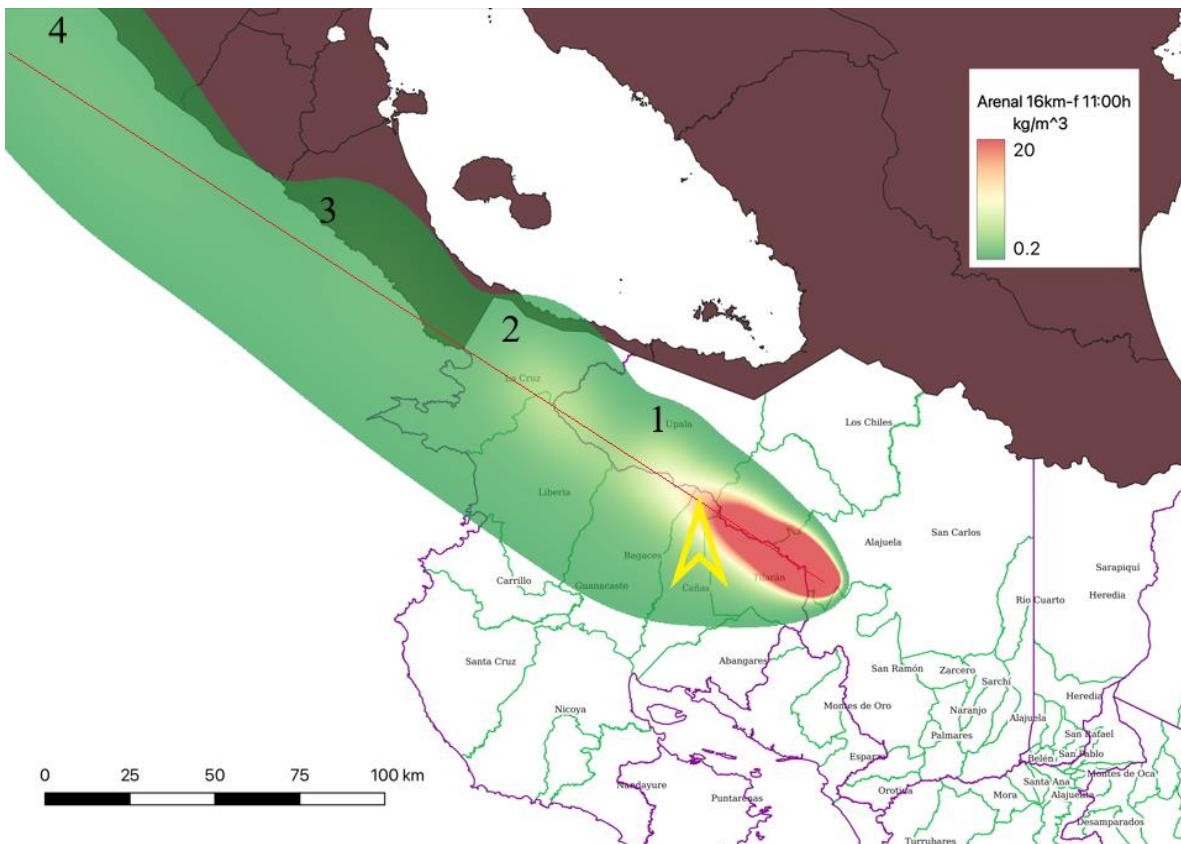


Fig. 6.22: Patrón de caída generado a las 11 am con una columna de 16 kilómetros.

Cioni et al. (2015, pág. 528) indican que: *La dispersión asimétrica de los depósitos de caída (o depósitos multi-lóbulo) pueden ser el resultado de la variación de la dirección del viento a diversas alturas durante una prolongada erupción sostenida caracterizada por un cambio progresivo de la tasa de descarga de magma. La asimetría en la dispersión puede también deberse a la yuxtaposición de diferentes lóbulos con dispersión variable, como resultado del cambio de dirección del viento durante diversos pulsos. Estos lóbulos generalmente se unen unos a otros en sus márgenes, y son difíciles de separar.*

En la simulación la tasa de descarga del magma se mantuvo constante, pero el viento sí cambió de dirección con la altura. Este es un punto importante para los organismos de primera respuesta, pues en caso de tener que evacuar preventivamente lo más eficiente será hacerlo hacia el norte, pues los desplazados estarían menos tiempo expuestos a la ceniza.

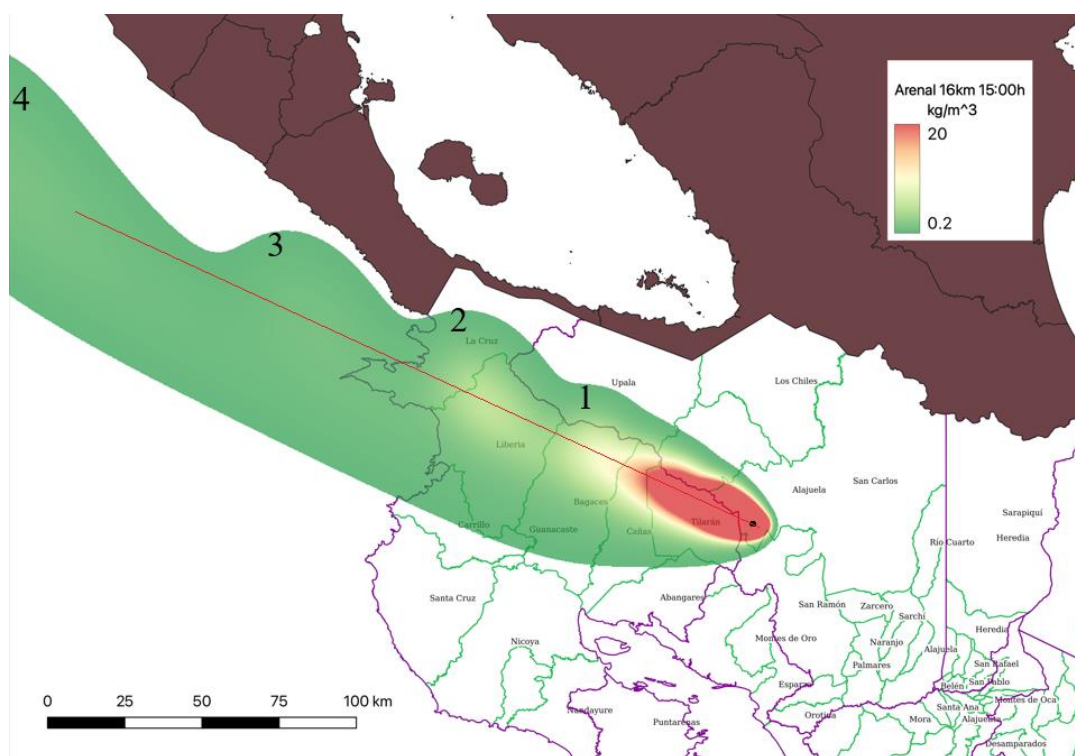


Fig. 6.23: Patrón de caída generado por una columna de 16 km pero 4 horas después. La cambiante velocidad del viento da como resultado no solo que el patrón rote alrededor del cráter, sino también que el borde inferior de los lóbulos verdes se va acercando a la línea roja conforme se aleja del cráter.

El efecto de reducir la altura de la columna a 10 km puede observarse en los dos correspondientes patrones que se presentan a continuación (Fig. 6.24 y 6.25)

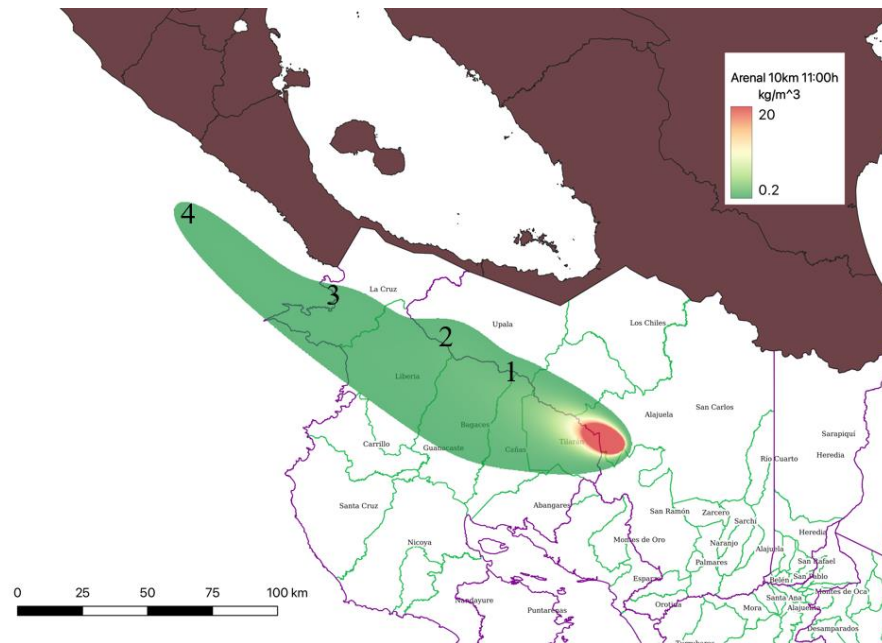


Fig. 6.24: Patrón generado a partir de una columna de 10 kilómetros de altura con el viento presente a las 11 am sobre el cráter.

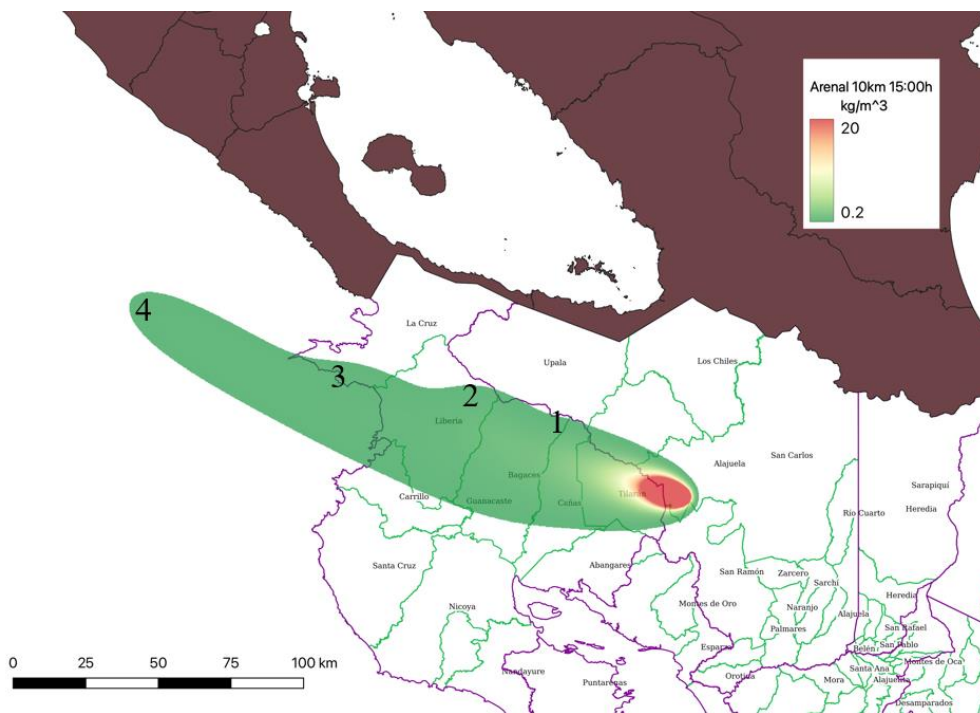


Fig. 6.25: Patrón generado a partir de una columna de 10 km de altura con el viento prevalente a las 3 pm sobre el cráter.

Obsérvese que, como era de esperarse, las longitudes de los lóbulos se reducen, pero también el lóbulo 1 es más difícil de distinguir (Fig. 6.24 y 6.25). Además, el patrón se separa notablemente de tierra firme, lo que nos sugiere que la parte superior de la columna se expande más hacia el norte conforme la altura aumenta, por lo que hay más material que el viento pueda arrastrar.

Tanto el lóbulo rojo como el largo del patrón es un 20% más largo a las 3 pm que a las 11 am, otro aspecto importante a tomar en cuenta por los organismos de primera respuesta.

Tomografía de la muestra MC39 a partir de las distribuciones de Weibull asociadas: En este informe se han presentado dos perspectivas diferentes para el análisis de riesgo volcánico. Uno basado en simulaciones generadas con ayuda del programa FALL3D, que utiliza la granulometría de la muestra en términos de la variable phi. Otro basado en el concepto de que cada granulometría es en realidad la suma de varias distribuciones de Weibull, cada una asociada a un proceso diferente, que se usan de base para elaborar un modelo fractal, lo que sugiere unir ambas perspectivas desde un ángulo nuevo: en lugar de generar un mapa con la granulometría completa, generar un conjunto de mapas generados a partir de cada una de las distribuciones de Weibull, considerándolas como funciones de probabilidad. Así, en lugar de analizar como toda la afectación debida a la granulometría, se podría analizar la afectación de cada uno de esos procesos por aparte, lo que permitiría un más detallado análisis del que regularmente se obtiene cuando solo se considera que los clastos más gruesos caerían más cerca del cráter.

Para permitir una eventual comparación en igualdad de condiciones con el patrón generado por la capa ii inf, en lugar de las 7 distribuciones para el MC39 que se generaron manualmente, se utilizaran las 6 que provee el software SFT. Las diferencias se presentan en el Cuadro 6.8. Se advierte al lector que, aunque la MC39 es una muestra asociada a caída pliniana ET-2, la simulación se generó con una columna más propia de una vulcaniana.

Cuadro 6.8: Resumen de los parámetros de las distribuciones de Weibull obtenidas con el software SFT (columnas 2, 3 y 4) y por la plantilla de EXCEL (columnas 5, 6 y 7)

Población	MC39 SFT			MC39 AJUSTADA		
	Moda phi	Gama	%	Moda phi	Gama	%
A	-3.64	0.06	3	-3.59	-0.27	4
B	-2.79	0.7	6	-2.78	0.3	6
C	-1.76	0.7	13	-1.75	0.01	14
D	-0.76	0.62	16	-0.74	0.25	23
E	-0.03	-0.71	34	0.06	-0.3	33
F	1.81	-0.83	27	1.68	-0.1	13
G				2.73	0.4	7

Para cada una de las 6 distribuciones de Weibull se presentará a la izquierda el mapa asociado a los vientos de las 3 pm, y a la derecha el generado con el viento presente a las 11 am, ambos con una columna de 16 kilómetros (Fig. 6.25 a 6.30)

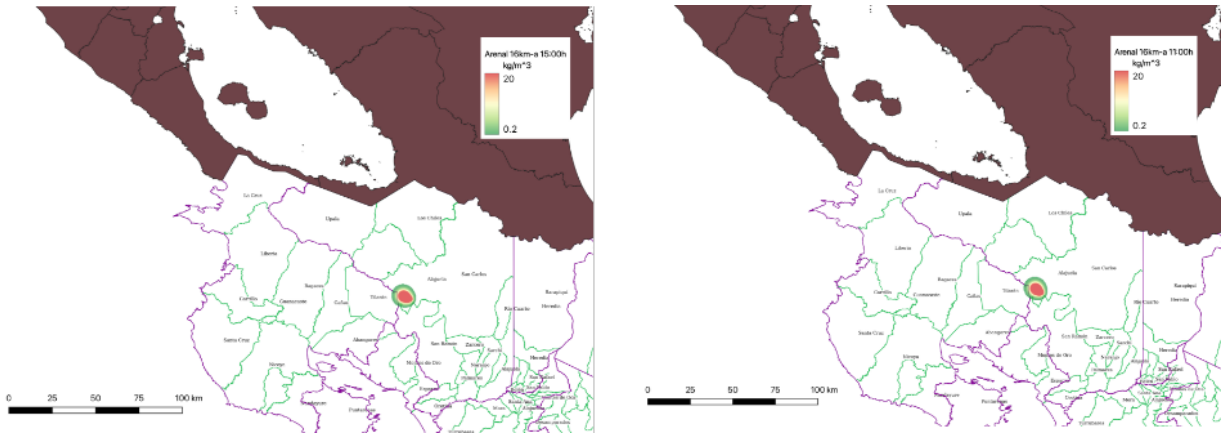


Fig. 6.25: Patrón de caída generada a partir de la distribución de Weibull A. Obsérvese que además de los clastos gruesos esperados, hay también deposición de finos generados por el mismo proceso asociado a la distribución de Weibull A.

Alvarado et al. (2006) establecieron una distancia desde el cráter de 5.5 kilómetros como el límite de la zona devastada, causada por un jet lateral, parecida al semieje mayor de la parte roja del patrón generado.

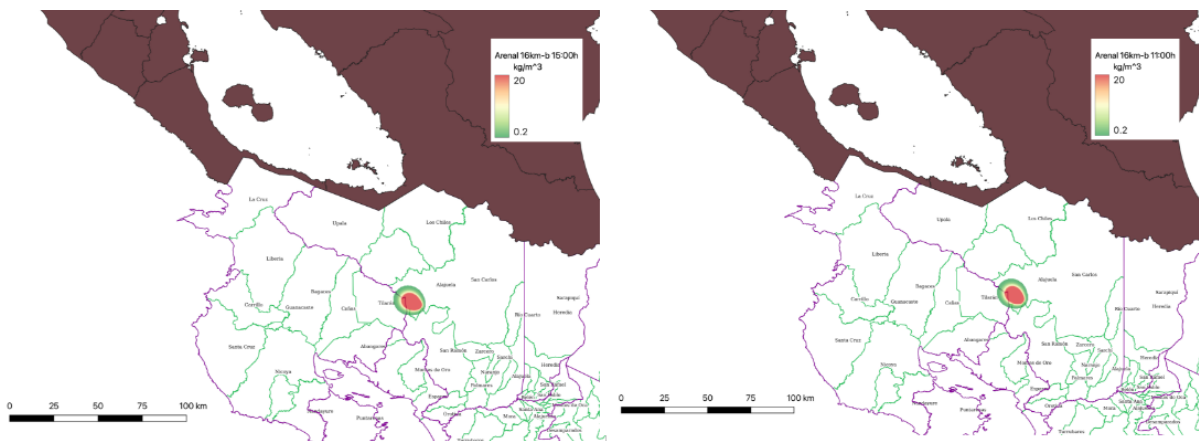


Fig. 6.26: Patrón de caída generado a partir de la distribución de Weibull B.

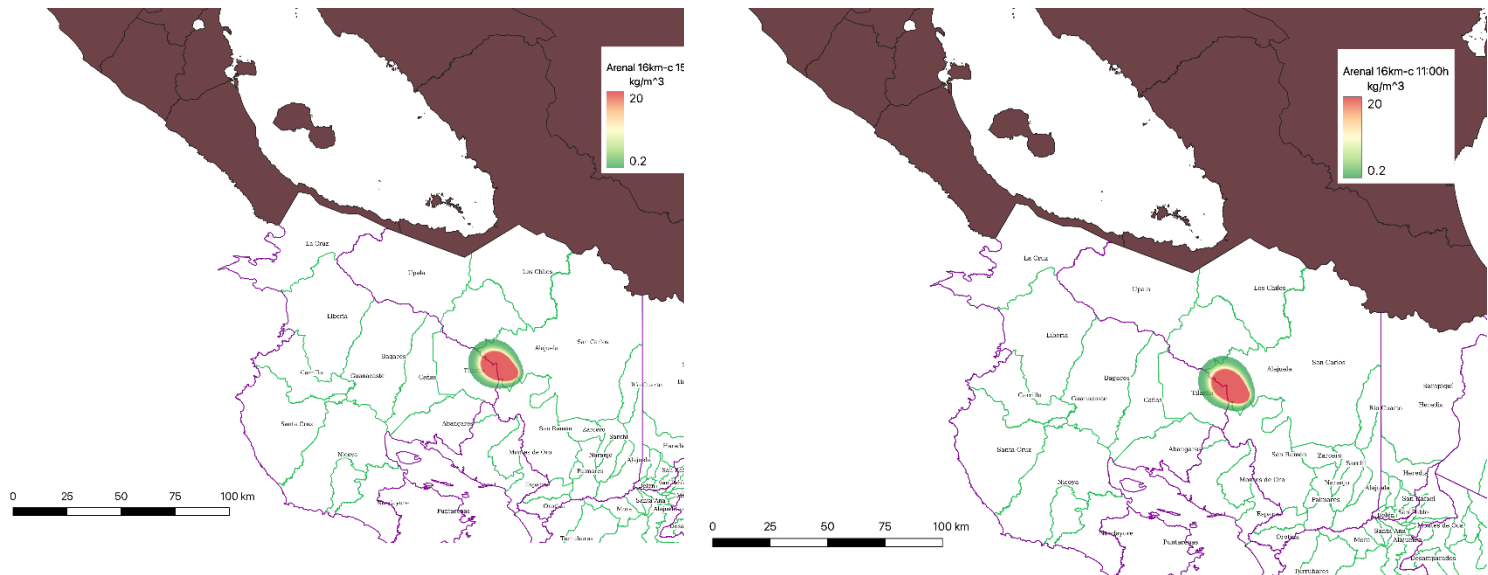


Fig. 6.27: Patrón de caída generado a partir de la distribución de Weibull C.

Por ser éste un informe de riesgo toda carga mayor a 20 kg/m² se graficó en rojo por considerarse altamente peligrosa.

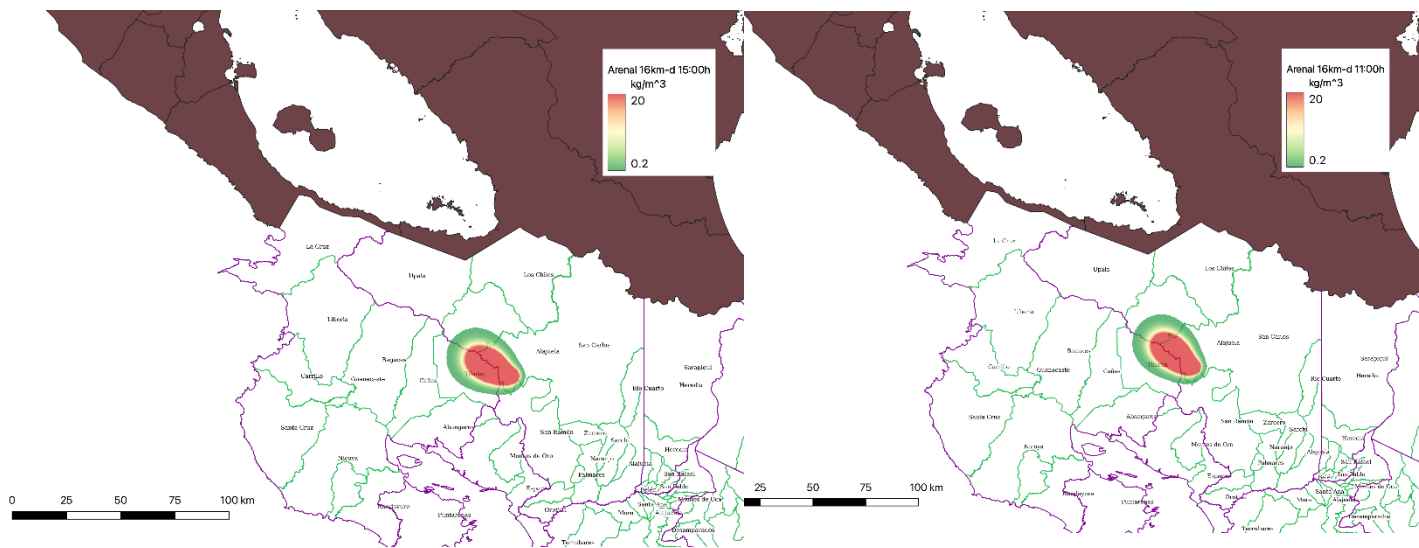


Fig. 6.28: Patrón de caída generado por la distribución de Weibull D.

El semieje mayor de los patrones generados por las distribuciones A, B, C y D (correspondientes a tamaños de 12.5 mm, 6.9 mm, 3.4 mm y 1.7 mm) crece lentamente.

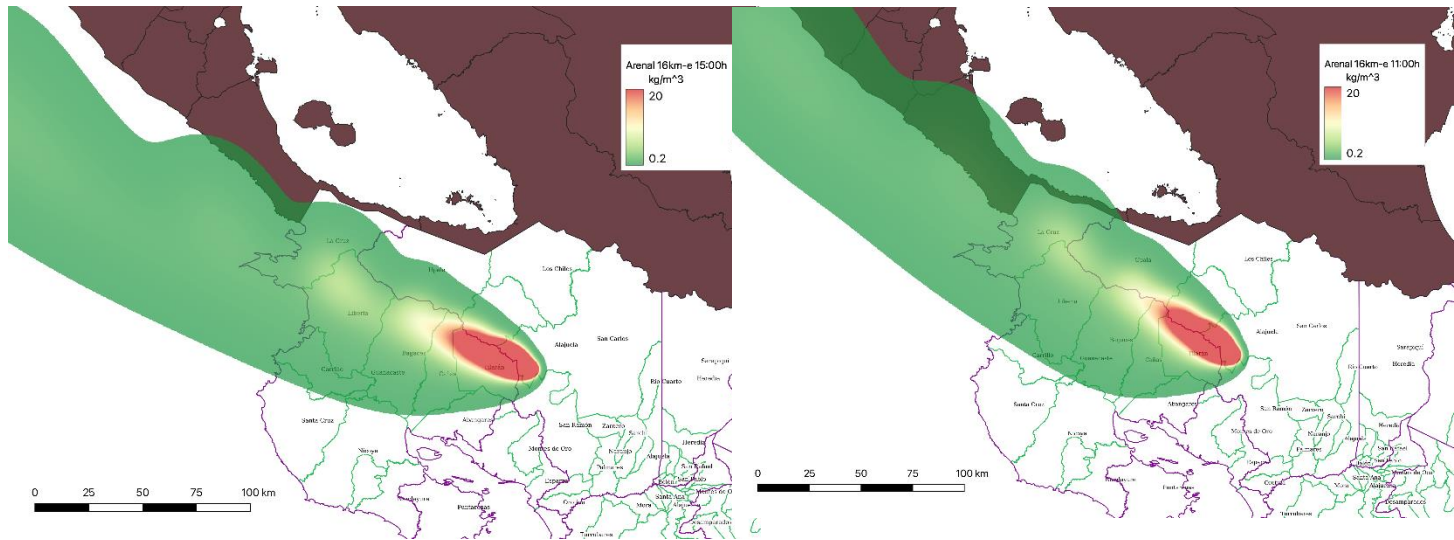


Fig. 6.29: Patrón de caída generado por la distribución E.

Nótese el brusco cambio al pasar de una moda de 1.7 mm (moda de la distribución D) a otra no muy diferente de 1 mm (asociada a la distribución E).

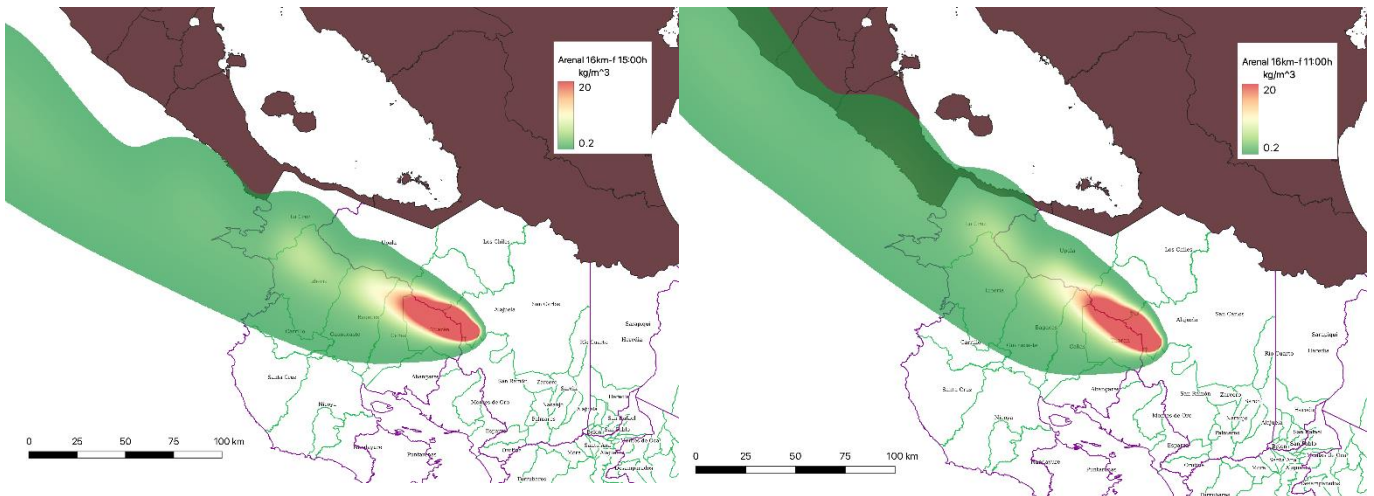


Fig. 6.30: Patrón de caída generado por la distribución de Weibull F.

En resumen, las subpoblaciones (fenotipos granulométricos, nombre sugerido por el Dr G. Alvarado) gobiernan el grado en que se va a transportar y por lo tanto la distribución y espesores.

Validación de la modelación: Aunque se utilizó el mejor programa para sintetizar el patrón de caída, no debe olvidarse que los modelos matemáticos que utiliza son aproximaciones y que, como advertimos al inicio, hemos utilizado la granulometría de la muestra MC39 (asociada a pliniana) pero con una altura de columna de 16 km generalmente asociada a vulcanianas. Además, se aplicó el patrón de vientos presente en el 2022, y no los patrones de viento presentes durante los eventos que generaron la muestra MC39.

Con estas condicionantes en mente, para validar las simulaciones generadas por medio de FALL3D recurriremos al subnivel de caída superior ET-2C, seguramente el más importante entre los que componen las tefras de caída ET-2. Su espesor varía sensiblemente: en la estación 30 (camino viejo a la presa) mide al menos 95 cm y, alejándose del volcán, constituye el único subnivel de ET-2 que se conserva (Ghigliotti et al, 1991)

Ya que el borde del lóbulo rojo corresponde a una carga de 20 kg/m² proponemos considerar el semieje mayor del lóbulo rojo como la distancia D_M de una isopaca determinada por el tamaño de la moda (pues es el valor más frecuente). Si así lo fuera se esperaría que el logaritmo del tamaño d (en mm) muestre una relación lineal inversa con esa distancia, como efectivamente lo hace (Fig. 6.31), similarmente a lo que se logra con las isopacas. En el Cuadro 6.9 se muestran además la distancia D_X desde la fuente de la isopaca de espesor X obtenida del mapa de isopacas, y la distancia D_Y desde la fuente de la isopaca de espesor Y utilizando los datos en el cuadro de datos incluido en Ghigliotti et al. (1991).

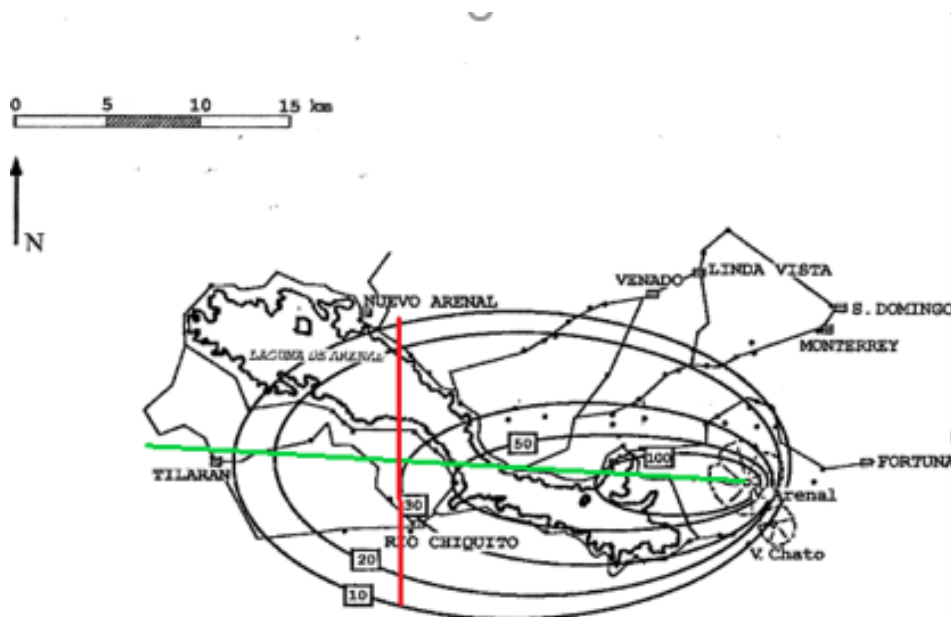


FIG. 3: CURVAS DE ISOPACAS DEL NIVEL ET-2C (en cm).

Fig. 6.31: Se ha trazado uno de los semiejes (en verde) para mostrar que no todos son paralelos, y la línea roja para mostrar que la asimetría se debe a la rotación de los semiejes.

Cuadro 6.9: Resumen de las distancias de isopaca ET-2C y de tomografía, y del espesor de la isopaca, y de la moda

Isopacas ET-2C		Isopacas ET-2C		Tomografía SFT	
Distancia D_Y	Espesor Y	Distancia D_X	Espesor X	Semi-eje D_M	Moda
kilómetro	cm	kilómetro	cm	kilómetro	mm
8.75	100	6.3	95	7.89	12.5
15.94	50	15.0	20	12.8	6.9
20.31	30	17.0	15	18.75	3.4
26.25	20	19.0	16	26.5	1.7
28.44	10	22.0	10	44.9	0.98
				45.5	0.29

En las Fig. 6.32 se observa que la tasa de decaimiento con la distancia de ambos casos es igual, así que el espesor de las isopacas es proporcional a las modas de las distribuciones.

Notando que $\ln d = \ln 2 \log_2 d$ se puede hacer la misma relación utilizando el valor de la moda en unidades de phi. Las isopacas es la acumulación de clastos de diversos tamaños, al igual que nuestros cálculos de carga. La relación lineal que se obtiene de los datos obtenidos en sitios que están alineados con el cráter es de $g(D_Y) = -0,143 D_Y + 5,335$ con $R^2 = 0.957$.

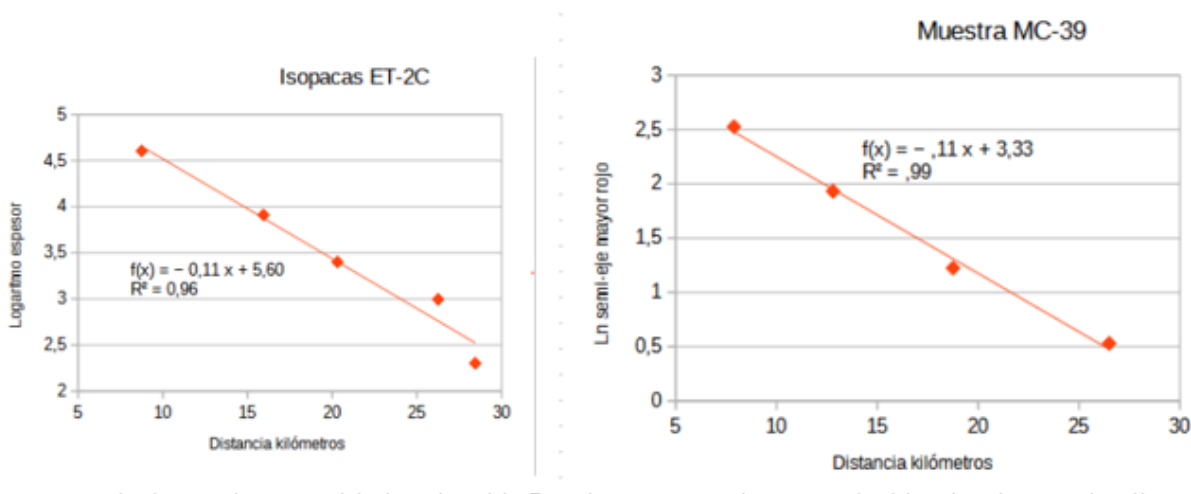


Fig. 6.32: Comparación del decaimiento exponencial con la distancia tanto para el espesor de las isopacas, como del semieje mayor de las simulaciones con las distribuciones de Weibull.

El patrón del Mount St. Hellens de mayo 18, 1980 y días posteriores presenta la existencia de dos máximos, una altura máxima de columna de 23 kilómetro, una alta producción de pómez (Sarna-Wojcicki et al., 1980; Armienti et al., 1988), así como un patrón de viento que significativamente varía con la altura (Danielsen, 1981). La erupción de El Chichón, en México, su pluma presenta varios lóbulos (Schneider et al., 1999), como también se dio en la erupción de 1991 del volcán Hudson, Chile. (Kratzmann et al., 2010).

proponen que la variación en el tamaño dominante de las partículas depositadas (entre ceniza fina y lapilli) fue causada por la fuerte variación en dirección de los vientos presentes durante las primeras etapas de la erupción del Hudson.

Impacto de la altura de columna: FALL3D permite también examinar las variaciones que se esperarían en el patrón de caída al variarse la altura, al comparar el patrón de caída si, en lugar de una columna de 16 kilómetro (izquierda) se escogiera una columna de 10 kilómetros (derecha), ambos con el campo de viento a las 3 p. m. (Fig. 6.33)

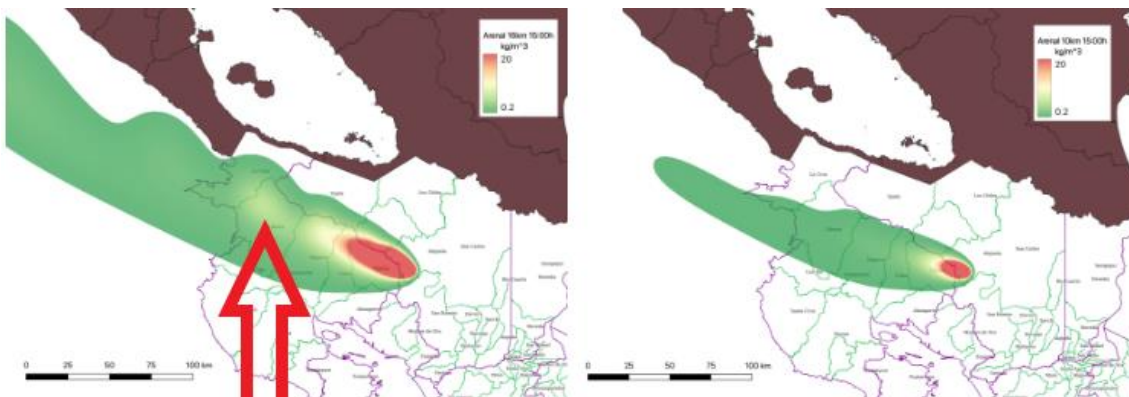


Fig. 6.33: Variación del patrón de caída al reducir la altura de la columna: 16 km a la izquierda (con un segundo máximo señalado por la flecha), 10 km en el gráfico de la derecha.

Según Armienti et al. (1988), la agregación de partículas explica la ocurrencia de un segundo máximo en todo el depósito, pero no su presencia en cada clase definida por la velocidad de deposición (Armienti et al, 1988), y sugieren que la presencia de una fracción considerable de masa de la columna, en una capa donde el viento tiene su valor máximo junto con la agregación de las partículas más pequeñas genera un segundo máximo (marcado con una flecha)

El aumento de altura da como resultado que el patrón de caída se alargue, como podría esperarse por el tiempo de vuelo de los clastos es mayor, pero también se ensancha porque el campo de vientos utilizado muestra un aumento de velocidad con la altura. El lóbulo rojo (relacionado con cargas iguales o mayores a 20 kg/m² se alarga por la mayor contribución de los clastos asociados a las distribuciones de Weibull A, B y C examinadas en la tomografía, un aspecto a tomar en cuenta en el diseño de protocolos de primera atención pues el área de mayor impacto se agranda.

Impacto por cambio en la granulometría: Una pincelada de lo complejo de los eventos eruptivos del Arenal se obtiene al comparar dos patrones ambos producidos por una eventual erupción de 16 kilómetros de columna, a las 3 p. m. el 28 marzo 2022, por dos muestras recolectadas en el mismo sitio (predios del Hotel Arenal Lodge, 454446 E 274533 N) y ambas asociadas a la misma capa ET2 (Fig. 6.34). En específico, la muestra MH8 cuyo 25% lo constituye una distribución con moda de -5 phi, y la muestra MH10 en la que destacan dos distribuciones con modas de -3 phi y -2 phi con 18% cada una. Ya que el campo de viento

utilizado fue el mismo, es de esperar que el patrón de la MH8 muestre mayor concentración de clastos cerca del cráter.

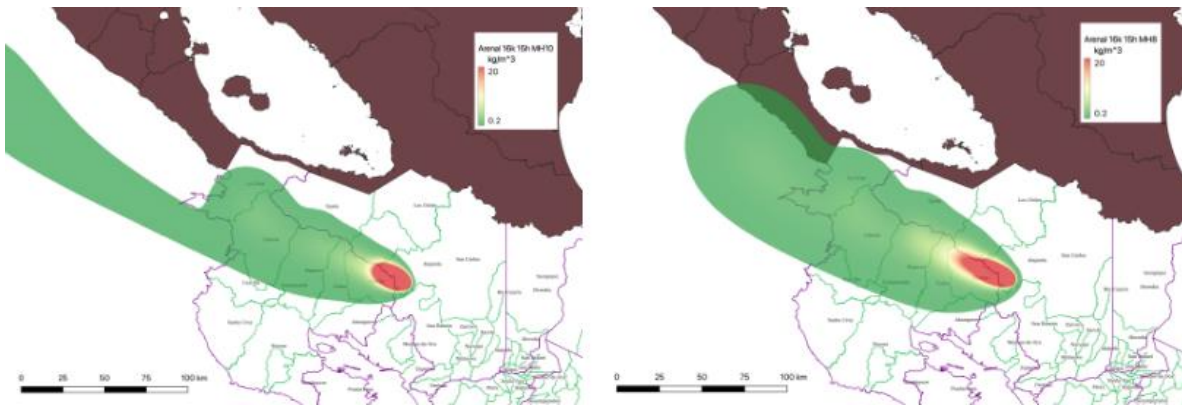


Fig. 6.34: Patrón de caída generado con una columna de 16 kilómetros, viento presente a las 3 pm. A la izquierda MH10, y a la derecha MH8, ambas asociadas a la capa ET2

La zona de carga mayor a 20 kg/m^2 (en rojo) es más grande con la MH8, apareciendo un leve segundo máximo. Igualmente, la caída de finos cubre un área mayor. El patrón de la MH10 muestra una apreciable caída de finos sobre el mar, lo que puede sesgar el cálculo de la masa erupcionada. Para facilitar la comparación de ambos patrones, se ha incluido el patrón obtenido al restar el patrón de la MH10 al del MH8 (Fig. 6.35). El área en que la carga del MH8 sea mayor a la de la MH10 (o sea $[\text{MH8} - \text{MH10}]$ positivo) se presenta en azul

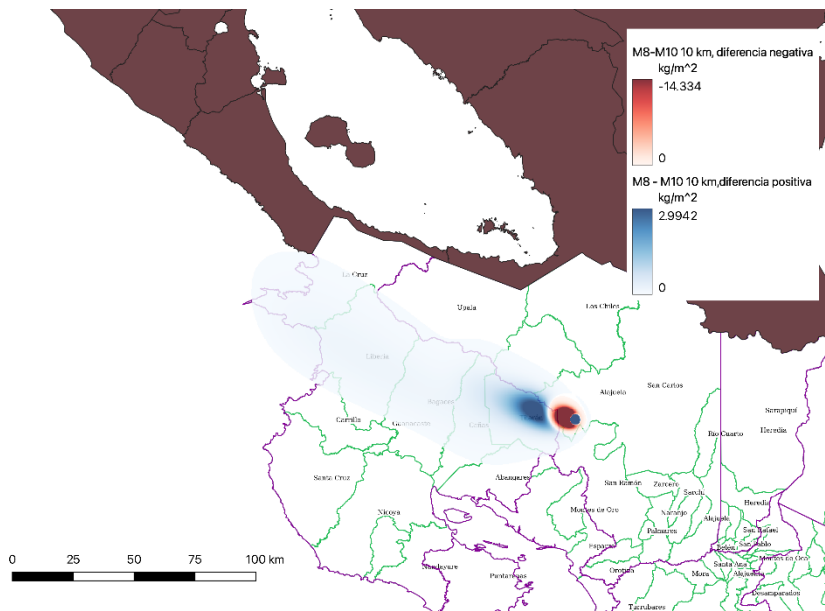


Fig. 6.35: Distribución areal de la diferencia MH8 – MH10 de los patrones de caída.

El 25% de la MH8 es una distribución con moda cercana a -6ϕ lo que genera la mancha azul cerca del cráter. Por su parte, la NH10 muestra dos distribuciones con modas de -3ϕ y -2ϕ de 18% cada una, que se desplazaría más lejos, lo que da como resultado que muy cerca del cráter haya un porcentaje menor de MH8 que de MH10.

Recomendaciones resultado del análisis vía FALL3D: En este informe se han propuesto algunas maneras de obtener información confiable sobre algunos de los procesos volcánicos propios del Arenal.

La estratigrafía disponible incluyó datos de una erupción pliniana (ET-2) que no parece pueda volver a darse en el futuro cercano, dado el carácter dacítico del nuevo magma de después de los eventos de 1968. Además, los registros históricos muestran que los eventos explosivos quizá fueron más frecuentes, pero de corta duración, al punto de casi no dejar trazas (Ghigliotti et al., 1991)

Los eventos simulados con FALL3D fueron de 1 hora de duración, con la granulometría escogida de 4 procesos de caída asociados a la capa ET2. Se escogieron los mismos parámetros de entrada que con los del Rincón de La Vieja, aplicados a la muestra MC39, la más similar.

Se recomienda comparar los resultados obtenidos para los dos volcanes para encontrar similitudes, y así afinar el análisis de los resultados del Arenal. No se detectó ninguna influencia de termales en los patrones de caída del Arenal.

También, el buscar las causas de esa discrepancia (posiblemente la diferencia en granulometría o el hecho de que el origen de las columnas está a diferente altura sobre el nivel del mar). Aun cuando el tamaño de la ceniza que queda afectada es pequeño, el desplazarse a lo largo de la costa puede causar irritaciones en los habitantes, que lleguen a evitar playas y otros lugares turísticos afectados por una eventual erupción.

La metodología para efectuar una tomografía descrita en este informe mostró correlacionarse muy bien con el decaimiento exponencial con distancia obtenida de isopacas, si los datos se obtienen a lo largo del semi-eje mayor de las elipses. Desafortunadamente en la manera que se hizo en este informe, se requirió hacer la simulación del patrón de caída para cada una de las distribuciones de Weibull

Además, explorar si este tipo de análisis puede efectuarse con otro dato que cumpla el mismo cometido que el valor del semi-eje mayor, pues así con pocas muestras se podría obtener la relación de decaimiento exponencial, aunque no se tengan suficientes muestras como para trazar isopacas fiables.

Para facilitar el probable impacto que los patrones de caída simulados puedan tener en otras actividades comerciales, empresariales, se presentan algunos de esos patrones sobrepuestos a una capa con información diversa. Cada figura ocupa una página para mejorar su visualización (Fig. 6.36 a 3.39).

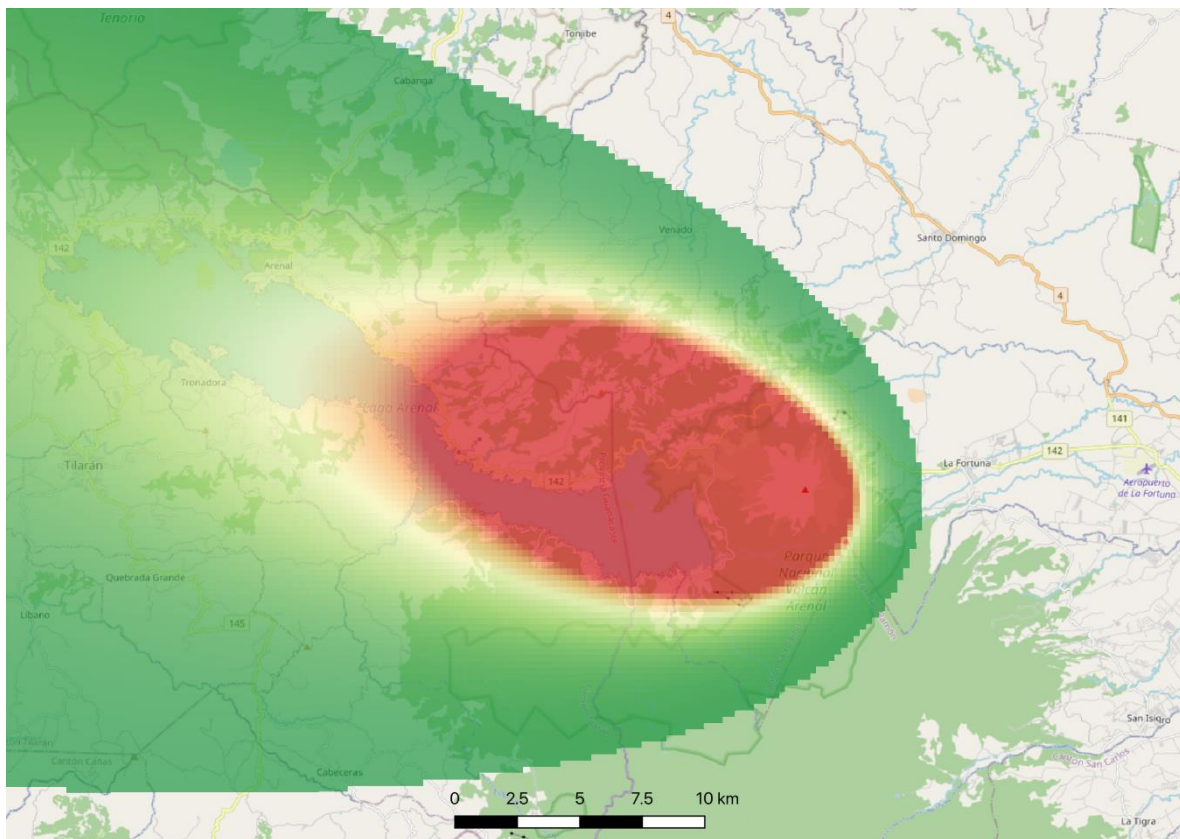
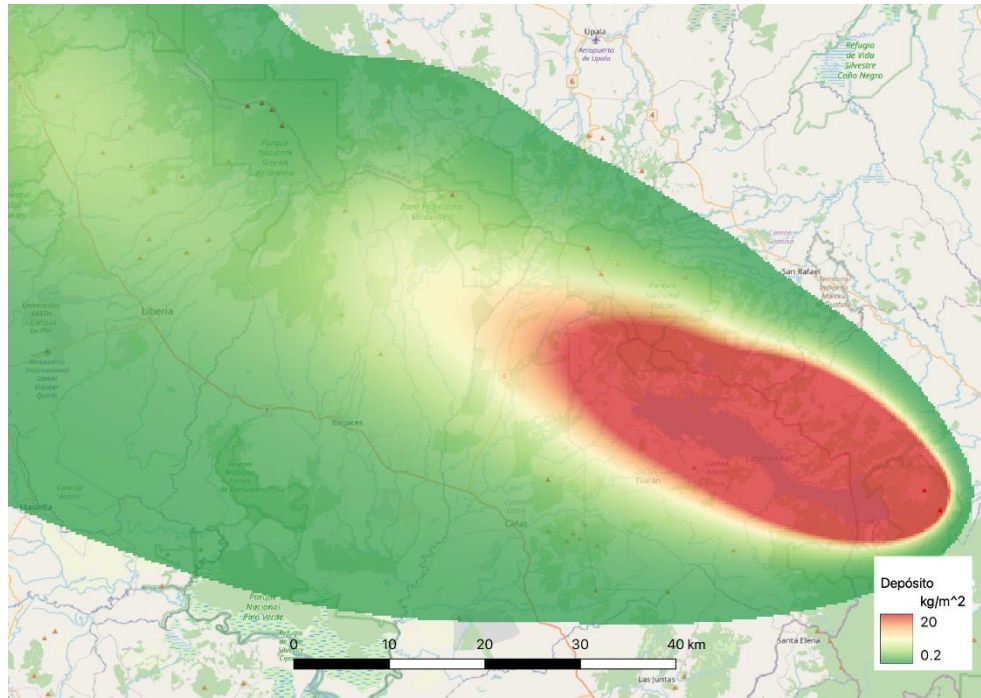


Fig. 6.36: Patrón generado con la MC39, viento a las 3p. m., columna de 16 km.

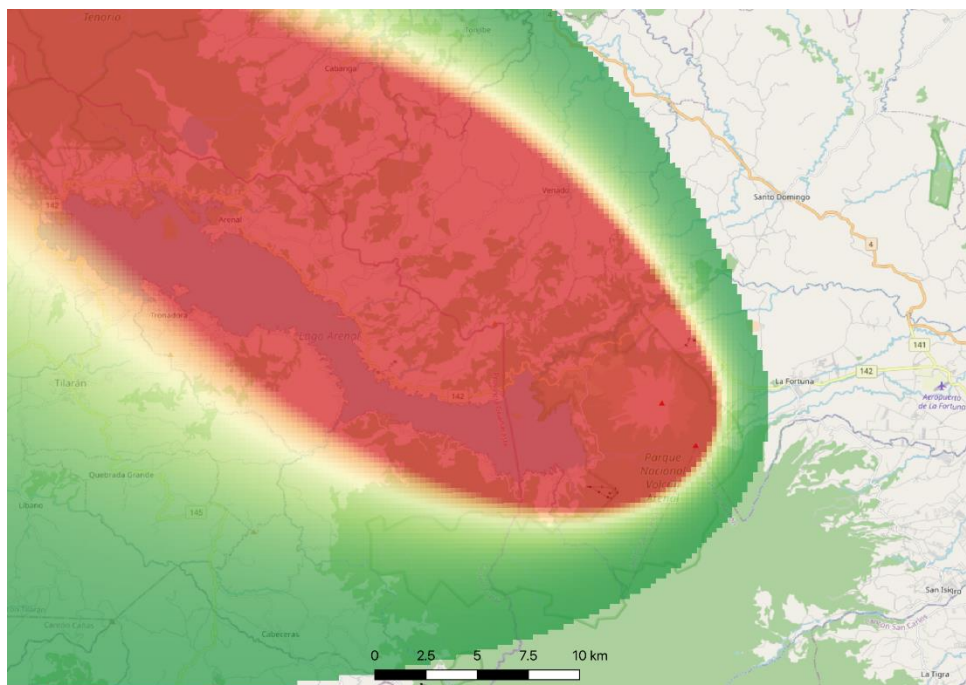
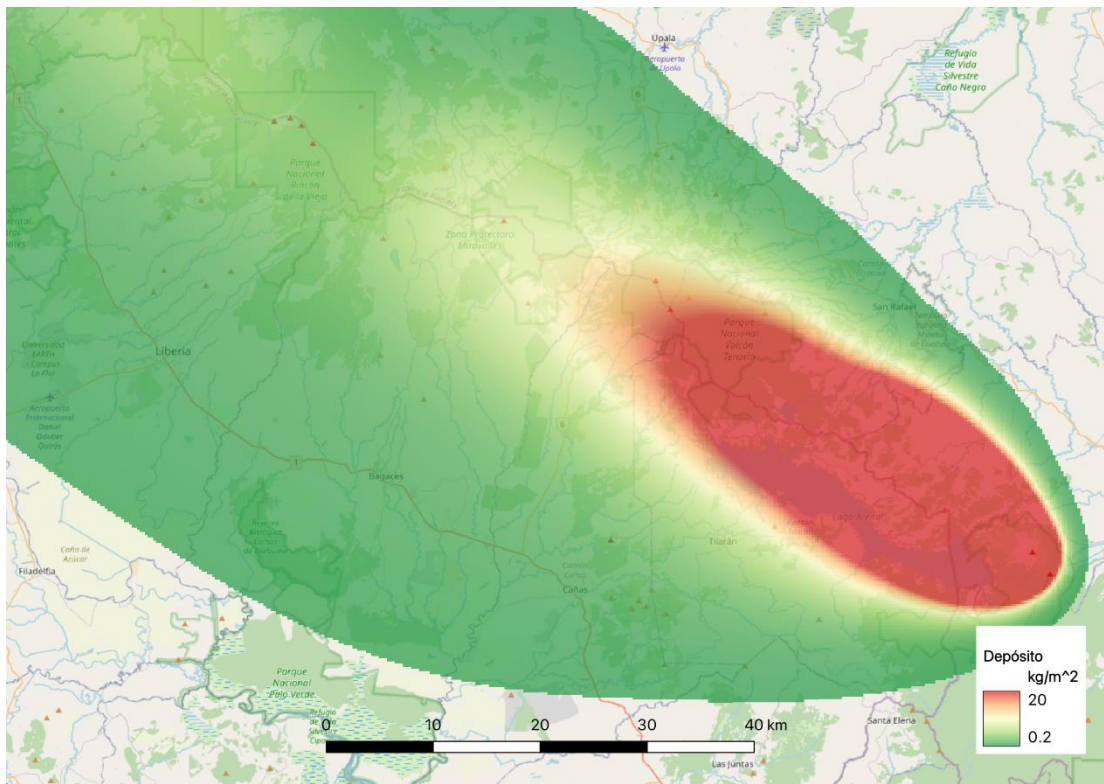


Fig. 6.37: Patrón de caída generado a partir de la MC39 con el viento presente a las 11 a. m., y una columna de 16 km.

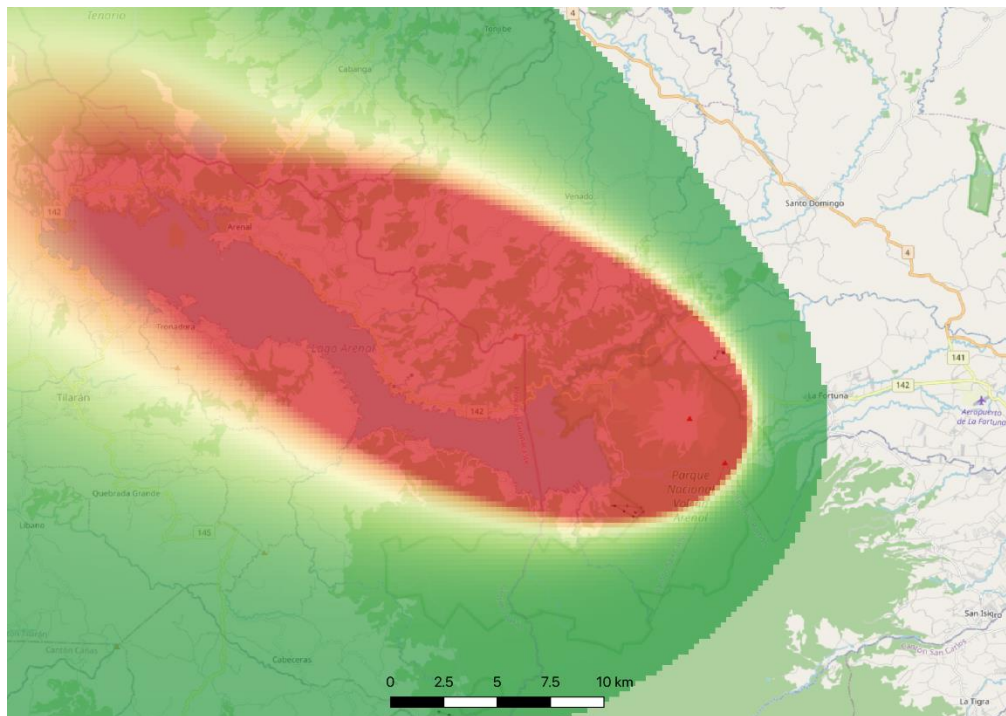
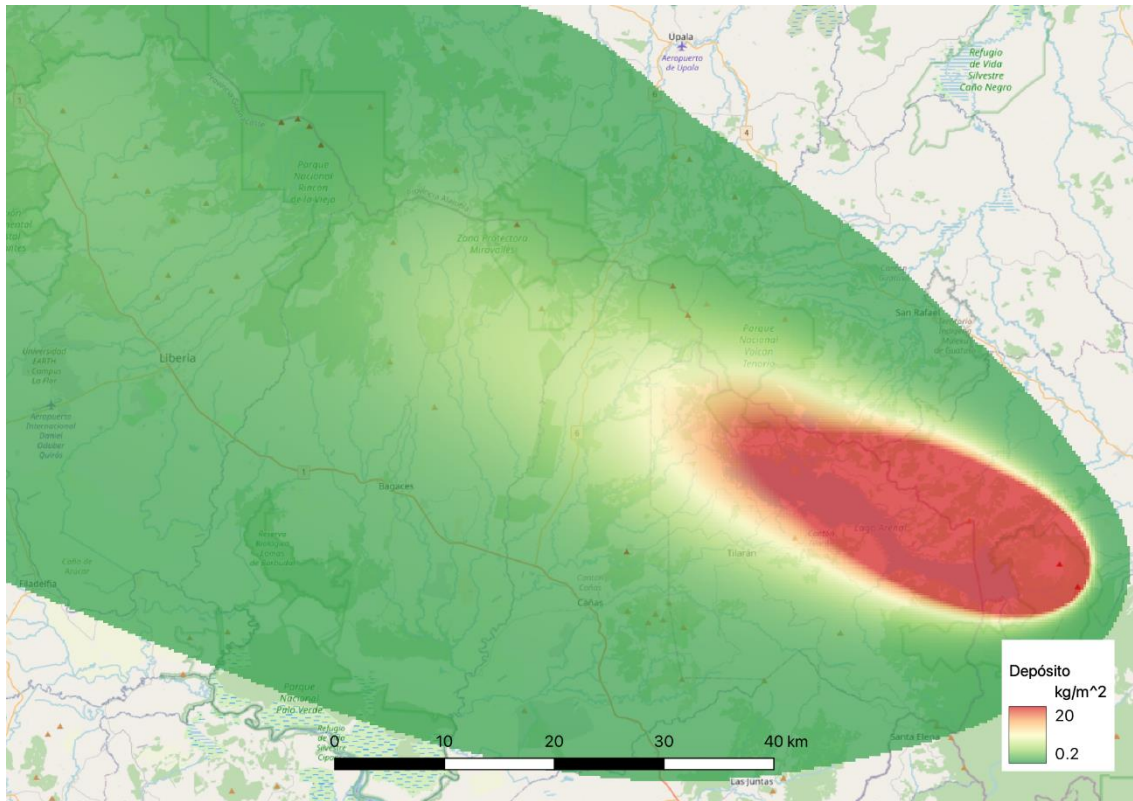


Fig. 6-38: Patrón de caída generado a partir de la granulometría de la muestra MH8, con una columna de 16 km y el viento presente a las 11 a.m.

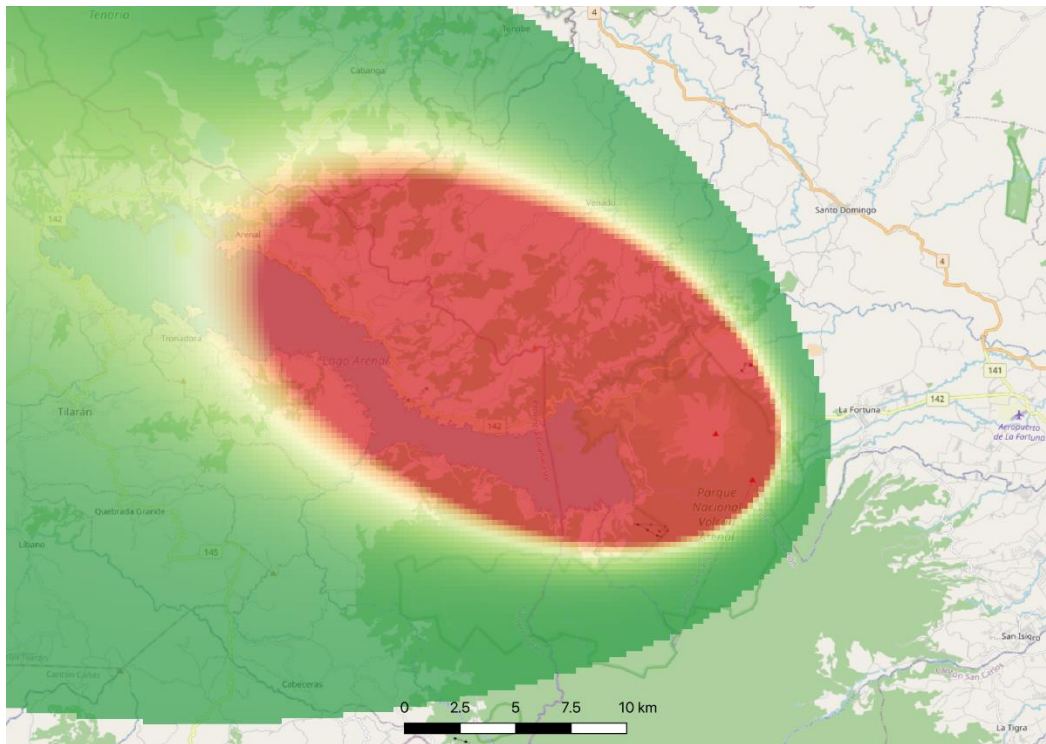
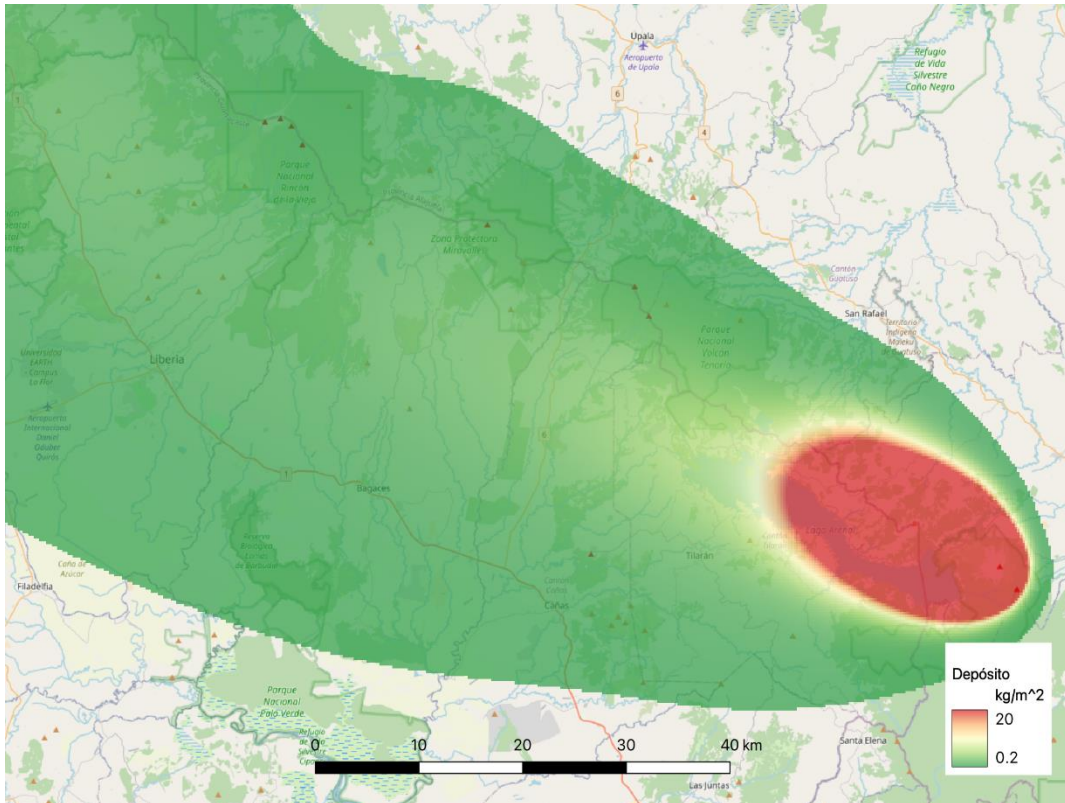


Fig. 6.39: Patrón de caída generado con una columna de 16 km y el viento presente a las 11 a. m., a partir de la granulometría de la muestra MH10.

6.3.4.3. Aspectos para considerar por el peligro volcánico por la caída de piroclastos

Las cenizas constituyen, dentro de los peligros volcánicos directos, el de mayor alcance, estableciendo una amenaza para la vida debido a su peso en los techos, a las partículas en suspensión en el aire y el agua (ríos y lagos), al transporte de gases nocivos, ácidos y sales, así como al enterramiento que producen de los cultivos. Entre los efectos más frecuentes de las cenizas, se registran la muerte o la quema parcial o total de los bosques y los sembradíos (Fig. 6.40), incluyendo sus productos agrícolas, así como los efectos en los animales (fauna silvestre, ganadería, animales domésticos).

La exposición a las cenizas 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, así como alergias. Las partículas mayores a $10\ \mu\text{m}$ 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 (Fig. 6.41). Pero aquel material particulado (partículas finas sólidas suspendidas en el aire) con diámetros inferiores ($\leq\text{PM}_{10}$ o PM_{10}) se clasifican como torácicas y respirables, siendo bastante tóxicas aquellas con diámetros aerodinámicos menores de 4 micrómetros, en especial aquellas inferiores a 2.5 micras (μm , $\leq\text{PM}_{2.5}$ o $\text{PM}_{2.5}$). Estos tamaños son uno de los principales determinantes para que estas entren hasta los alveolos pulmonares, constituyéndose en partículas respirables las cuales pueden penetrar y alojarse en el interior profundo de 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 de desarrollar cardiopatías y neumopatías como el del asma, la bronquitis, la hipertensión arterial, entre otros posibles problemas cardiovasculares, así como la probabilidad de desarrollar cáncer de pulmón (Horwell y Baxter, 2006).

Dado lo anterior, lo recomendable es protegerse con sombreros, camisas de manga larga, anteojos con protección lateral (tipo industrial) para proteger los ojos, así como mascarillas faciales (tapabocas o cubrebocas) del tipo NIOSH N95 o FFP2 NR (EN 149: 2001), o aquella que recomiende el Ministerio de Salud, diseñadas para filtrar las partículas finas y neutralizar. No se recomienda el uso de las mascarillas quirúrgicas, porque son mucho más delgadas y no cuentan con material filtrante eficiente. Los centros educativos, alberges de ancianos son los que hay que prestarles particular atención, pero, en general, la población.

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.

La caída significativa de ceniza contaminará temporalmente las fuentes de agua natural y acueductos. La magnitud de los cambios en el agua tiene una estrecha relación con el tamaño del cuerpo de agua y la cantidad de ceniza que caiga. Se debe tener en cuenta que la contaminación de ríos y quebradas poseen un mayor riesgo por su área expuesta, por lo mismo, se espera que los cuerpos de agua pequeños, más cercanos al volcán, sean los más afectados. Los principales problemas se relacionan con los cambios químicos que pueden producir las cenizas y la sedimentación que estas partículas dejan en el agua. Si hay una significativa caída de ceniza, el agua para consumo de los animales probablemente será escasa. Las fuentes naturales de agua y piletas construidas pueden permanecer temporalmente contaminados y los equipos de bombeo pueden ser dañados por las partículas de roca abrasivas. Se recomienda cubrir con lonas pueden proporcionar una protección. Por lo anterior, la restauración de calidad de los suministros de agua para el ganado suele ser una alta prioridad, si el ganado ha de permanecer en los terrenos afectados por la caída de cenizas.

A ello se le debe agregar la contaminación de los ríos y las fuentes de agua e incluso interrupción del abastecimiento del agua, la obstrucción de filtros y tuberías, los 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. La ceniza puede alterar las características organolépticas (sabor, olor y color) del agua. Este líquido vital puede contaminarse con flúor, metales pesados (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).

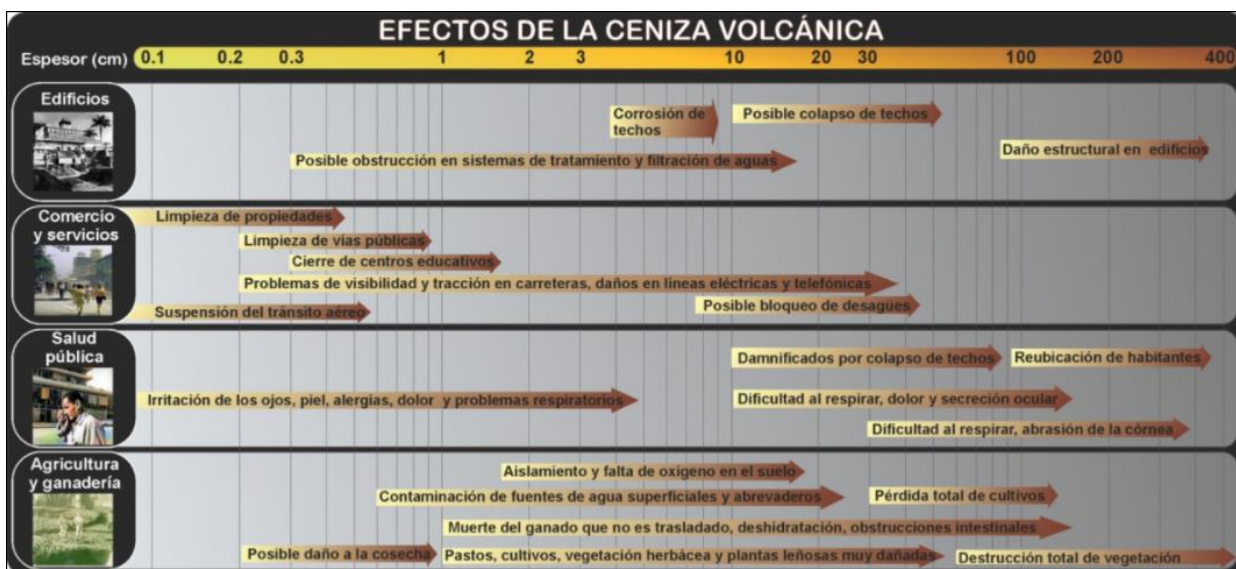


Fig. 6.40: Efectos de la ceniza volcánica (basado en <http://volcanoes.usgs.gov/ash/agric/> y PAT, 2018) modificado y adaptado a casos costarricenses.

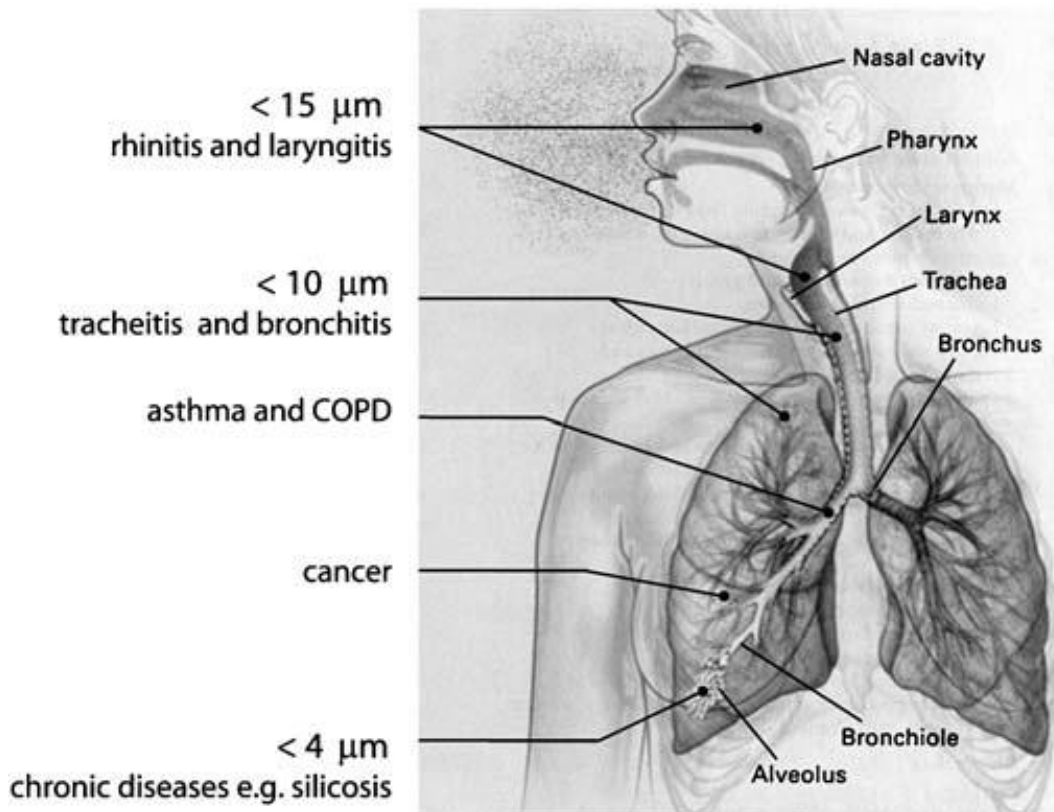


Fig. 6.41: Diagrama de los pulmones humanos donde se muestra su anatomía y las vías respiratorias, así como la penetración de las partículas de cenizas según sus diámetros aerodinámicos y el potencial peligro asociado (Modificado de Beckett, 2000, según Horwell y Baxter, 2006).

Las cenizas finas pueden presentar problemas por poseer un enorme poder de abrasión y pH de 2 a 4.5, lo que se puede traducir en daños por capacidad en los equipos electrónicos y electromecánicos, incluyendo las computadoras y pueden permanecer mucho tiempo y ser constantemente removidas por el viento. De estos sobresale los efectos en la aviación, 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).

El efecto que las cenizas tienen en la salud humana y sobre los animales ha sido un tema poco abarcado en Costa Rica. Quizá los primeros trabajos científicos se realizaron con la erupción del Irazú entre 1963 y 1965. Los principales efectos epidemiológicos fueron conjuntivitis aguda, irritación de las vías respiratorias (laringitis) y cuadros acelerados de bronquitis (exacerbación de estados bronquiales) y asma, así como de neumoconiosis desarrollada y solo dos casos comprobados de dermatitis por contacto (Horton y McCaldin, 1964; Solano, 1964).

Otro aspecto hasta hace poco debidamente contemplado en la comunidad científica sobre la peligrosidad de las cenizas es su remobilización por el viento una vez depositadas. Esta remobilización eólica también puede tener impactos en la salud (Jarvis et al., 2020).

Las cenizas, a su vez, son altamente conductivas, por lo que a mayor cantidad de humedad (especialmente cuando posean gran cantidad de minerales de alteración y sales) y compactación, su resistividad será menor, por lo que aumentará la conductividad (≤ 164 ohm-m a 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).

Dentro del marco de todo lo anterior, los cuadros 6.10 a 6.12 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.

Los mapas de caída de ceniza usualmente son uno de los componentes de los mapas de peligro, al ser sobrepuestos a otras capas como ciudades, hospitales, entre otros, se puede estimar ciertos aspectos que van a influir en el riesgo. En el presente estudio se llevó a cabo ese ejercicio con algunas capas, tal y como se presentó en el apartado previo.

Cuadro 6.10: 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 Fuentes, 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. Cubrir ciertos cultivos con plásticos. Medidas para generar nuevas fuentes de trabajo. Suministro de agua en camiones cisterna.
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 distanti</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, el 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. Entabular el ganado. En casos extremos, el traslado de los animales. Suministro de agua en cisternas.

Cuadro 6.11: Efecto de las cenizas en la población y servicios durante las erupciones en Costa Rica (1963-2020) y sus soluciones técnicas (Horton y McCaldin, 1964; SNA, 1964; Solano, 1964; Miller, 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. Asma, neumoconiosis. Irritación de la piel, alergias y rara dermatitis por contacto. 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. Se aconseja construir techos con inclinaciones superiores a los 20°; preferiblemente unos 35°, y con materiales de construcción adecuados. Además, proteger los techos con pintura anticorrosiva y limpiarlos de ceniza con mucho cuidado de caída o de no interactuar con cables con corriente eléctrica.
Tráfico aéreo	Cierre temporal del tránsito aéreo y desvío de vuelos. Trastornos en las reservaciones y contratos. Depósito 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.

Tabla 5: Efectos provocados por la caída de ceniza en los sistemas de energía eléctrica del PG Borinquen (adaptado de Heiken et al., 1995; Wardman et al., 2012).

Etapas	Plazo	Problema	Posibles soluciones
Construcción y operación	Mediano - largo	Gran acumulación de cenizas (más de 15 cm), especialmente si está húmeda, provoca el colapso de techos no reforzados de concreto.	Retirar la ceniza de los techos. Hay que trabajar con cuidado ya que la ceniza húmeda es muy resbaladiza. Retirar la acumulación de cenizas de las proximidades de edificios. Fijar las cenizas para evitar futuras removilización por el viento y disminuir el contenido en polvo del aire.
Construcción y operación	Corto - largo	Vehículos inmovilizados: atasco en los filtros de aire, aceite o combustible. Pérdida de la visibilidad del conductor por la caída de la ceniza o por acumulación de la misma en el parabrisas.	Importante reserva de filtros. Utilizar un sistema de pre-filtro. Cambiar el aceite frecuentemente. No mover el vehículo si no es por razón de emergencia.
Construcción y operación	Mediano - largo	Elevado contenido en polvo volcánico en el aire. Problemas oculares y pulmonares.	Los trabajadores deben llevar máscaras antipartículas. La ceniza debe estabilizarse para evitar que su removilización siga dañando los sistemas.
Operación	Mediano - largo	Acumulación de ceniza seca en los sistemas de distribución, especialmente aisladores.	Limpiar con chorro de aire y cepillos. Vientos superiores a 40 km/h remueven hasta el 95% de la ceniza siempre que esta se mantenga seca.
Operación	Mediano - largo	Acumulación de ceniza húmeda. Las condiciones meteorológicas durante la caída de cenizas gobiernan la adherencia de la ceniza a las superficies y su conductividad eléctrica. Una capa de ceniza de solo 0,3 - 0,6 mg/cm ² que en la normativa IEEE corresponde a una grave contaminación, producen daños importantes en las líneas de 115 kV. Los aisladores de resina EPOXI resultan especialmente vulnerables.	Una lluvia intensa remueve 2/3 del depósito. Se recomienda el empleo de aisladores de porcelana en toda la zona de posible caída de las cenizas. Hay que limpiar cuidadosamente la ceniza de los transformadores y aisladores de las subestaciones. En ellas es conveniente disponer de un sistema de chorro de aire a presión.
Operación	Mediano - largo	Gran acumulación de cenizas en la grava del parque de maniobras de una subestación provoca una pérdida importante de aislamiento (100 Ohm/m) haciendo muy peligrosa cualquier operación.	Recubrir el suelo con una nueva capa de grava limpia.
Operación	Mediano - largo	Caída de árboles sobre las líneas de alta tensión debido al peso de la ceniza.	Mantener adecuadamente la limpieza del entorno de la línea de alta tensión
Operación	Mediano - largo	Atascos en los filtros de los sistemas de ventilación de las computadoras y sistemas de control.	En zonas de riesgo hay que disponer de un número extra de filtros de aire.
Operación	Mediano - largo	Problemas en los sistemas de aire comprimido	Cambiar frecuentemente los filtros.
Operación	Mediano - largo	Sobrecarga en los ventiladores de los transformadores debido a la acumulación de ceniza.	Limpiar cuidadosamente las palas de los ventiladores. La ceniza húmeda es muy difícil de remover y suele exigir una limpieza a fondo.
Operación	Mediano - largo	Incremento del ruido inducido por las líneas de alta tensión (500 kV) alcanzando valores de 39-48 dB.	No hay remedio.
Operación	Corto - largo	Daños en actuadores hidráulicos, rodamientos, interruptores, etc. Las cenizas volcánicas son muy abrasivas.	Limpiar y lubricar el material expuesto frecuentemente.
Operación	Mediano - largo	La caída de la ceniza provoca oscuridad. El encendido imprevisto y rápido de los sistemas de alumbrado origina un pico en la demanda de energía que sobrecarga el sistema.	Anuncios por radio y TV para que la población ahorre energía.
Operación	Largo	Fuerte erosión en los álabes de las turbinas de los generadores.	En general la caída de cenizas es lo suficientemente excepcional para no plantear un problema.

Cuadro 6.12: Eventuales efectos provocados por la caída de ceniza en los sistemas de energía eléctrica (tomado de Soto, 2013).

6.3.5 PROYECTILES BALÍSTICOS

Al ocurrir explosiones volcánicas, se originan fragmentos volcánicos, tanto del nuevo magma en erupción (material fundido o plástico, denominado juvenil), como de las paredes que se rompen en la erupción (preexistente), y que acompañan usualmente la salida de ceniza y lapilli, conocidos en su conjunto como tefra, pero también se incluyen aquellos superiores a 6.5 cm de diámetros, que son conocidos como bombas (material juvenil) y bloques (fragmentos angulares, que pueden ser juvenil, pero también preexistentes). Al ocurrir una explosión en el cráter, los fragmentos de roca (particularmente las bombas y los bloques) son lanzados a alta velocidad por los aires para luego caer en la superficie del terreno en pocas decenas de segundos, por lo que pueden alcanzar distancias de varios centenares de metros a kilómetros con una velocidad capaz de herir e incluso matar a personas y animales, o bien causar daños estructurales. 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, la criminología forense y al vulcanismo, por lo que hay sub-ramas en la balística de armas (Robinson, 1943; Corner, 1950; Campos, 2010; Cambres, 2015), acá adaptadas a la balística volcánica:

1. *Balística interior*: Estudia los procesos que se producen en el interior del volcán, es decir, aquellos procesos que impulsan al proyectil y su forma y estado reológico.
2. *Balística intermedia*: Estudia los procesos que ocurren en las proximidades de la boca (velocidad de salida), 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.
3. *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, efecto Coriolis, arrastre tanto en régimen de Stokes como Newtoniano) desde que abandona la boca (velocidad de salida) hasta que hace blanco (velocidad de llegada), o bien, a partir de este punto continúa con velocidad constante hasta finalmente impactar (velocidad terminal).
4. *Balística terminal y sus efectos (balística de efectos)*: Estudia los efectos causados por el choque del proyectil contra un cuerpo dado (daños, potencia de penetración y destrucción) hasta que el proyectil queda en reposo.
5. *Balística forense*: Estudia y aplica los conocimientos balísticos para el esclarecimiento de lo acontecido (procedencia, velocidad, energía, entre otros) con el proyectil y sus efectos (cráter de impacto, estructura de deformación, daños).

Los mapas de peligro volcánico suelen presentar las áreas de peligro por caída de proyectiles balísticos como zonas concéntricas u oblongas con centro en el cráter desde donde se eyectarán los proyectiles naturales (Alvarado et al., 1988a, 1997; Soto, 2004; Vargas y Alvarado, 2017). Una bomba volcánica de 20 cm de diámetro y unos 5 kg, puede elevarse y caer a una velocidad de 360 km/h. Cuando los fragmentos de roca caen, aquellos fragmentos que mantienen altas temperaturas pueden incendiar bosques o casas, y pueden producir laceraciones y quemaduras (politraumatismos) o muerte en las personas. Las bombas prehistóricas se han observados a distancias de unos 6.5 km, pero incluso hay bombas de unos 6.5-8 cm a distancias de hasta unos 8 km, aunque son casuales y aisladas.

El caso costarricense histórico más reconocido y famoso a nivel mundial es del volcán Arenal, cuando del 29 al 31 de julio se formaron los tres nuevos cráteres sobre el flanco oeste del volcán que emitieron bloques y bombas. La mayoría de los materiales provenía del cráter más bajo (el “A”), que eyectó bloques de hasta fragmentos de 10 m x 6 m x 4 m, que fueron lanzados a una velocidad estimada de 1296-1476 km/h (Steinberg y Lorenz, 1983), es decir mucho más veloces que un jet comercial, por lo que alcanzaron una altura y distancia máxima de 3500 y 5500 m, respectivamente. Esta velocidad al parecer está sobreestimada, pero en tal caso, claramente habla de velocidades muy elevadas. Estos proyectiles volcánicos (algunos de 2 x 3 x 6 m) provocaron cráteres de impacto de hasta 25 m de diámetro y 4 m de profundidad. En algunos sectores, más de un 100 % del área fue bombardeada por los bloques y bombas volcánicas, labrando un paisaje cratérico lunar habitado, sin igual a nivel mundial (Fudali y Melson, 1972; Sáenz, 1977). Un área total de 15 km² fue devastada (Fig. 6.13 y 6.14). En otras erupciones históricas menores del volcán Arenal, las bombas y bloques por lo general han quedado restringidas a 1-2 km alrededor del cráter.

Los cráteres de impacto se formaron principalmente en el flanco W del volcán, pero también se vieron en otros lugares alrededor del volcán, como cráteres aislados (Soto, 2004). Los tamaños variaron entre <1 m y 8 m de diámetro, pero algunos excepcionales alcanzaron 60 m de diámetro. Formaron claramente dos grupos: unos radialmente distribuidos desde los nuevos cráteres A, B y C, que alcanzaron hasta 3.6 km de distancia; los otros, orientados por bajo ángulo, hasta 5 km del cráter A (Pueblo Nuevo), o sea, unos 6.4 km de distancia desde el cráter cuspidal D. La distribución y mecánica de los impactos fue ampliamente estudiada por Fudali y Melson (1972), quienes concluyeron que fueron emitidos a muy altas velocidades. Otros cráteres de impacto, relacionados con erupciones supuestamente más antiguas, aunque relativamente recientes, puesto que guardan un alto grado de conservación, fueron ubicados durante trabajo de campo en los alrededores del Arenal, con GPS (Soto, 2004, p. 58-60). Según los vecinos, no tienen noticia de que tales cráteres se hubieran formado durante la erupción de 1968, por fuera de las áreas de bombardeo de 1968. La gran mayoría de los 93 cráteres observados se encuentra a menos de 2.5 km de distancia del cráter D o cuspidal, supuesto sitio de emisión de los proyectiles balísticos que hayan formado tales impactos. Sin embargo, hacia el E, algunos llegan hasta casi 3 km y hacia el NE, hasta 3.75 km de distancia. Los diámetros llegan hasta 16 m y el promedio es 5.6 m. Soto (2004) concluyó que a menos de 2.5 km de distancia radial desde el cráter D, el peligro por impactos balísticos es alto, moderado hasta 4 km, bajo hasta 6.5 km, y poco probable después de esa distancia radial. En el presente informe se utilizarán estos datos, con la excepción que se aumentará el radio de peligro bajo hasta 7 km, teniendo presente que aún a esa distancia se encontraron algunas bombas pequeñas del tipo basáltico (Fig. 6.15).



Fig. 6.13: Paisaje generado por la gran cantidad de cráteres de impacto balístico; obsérvese las casas como escala.

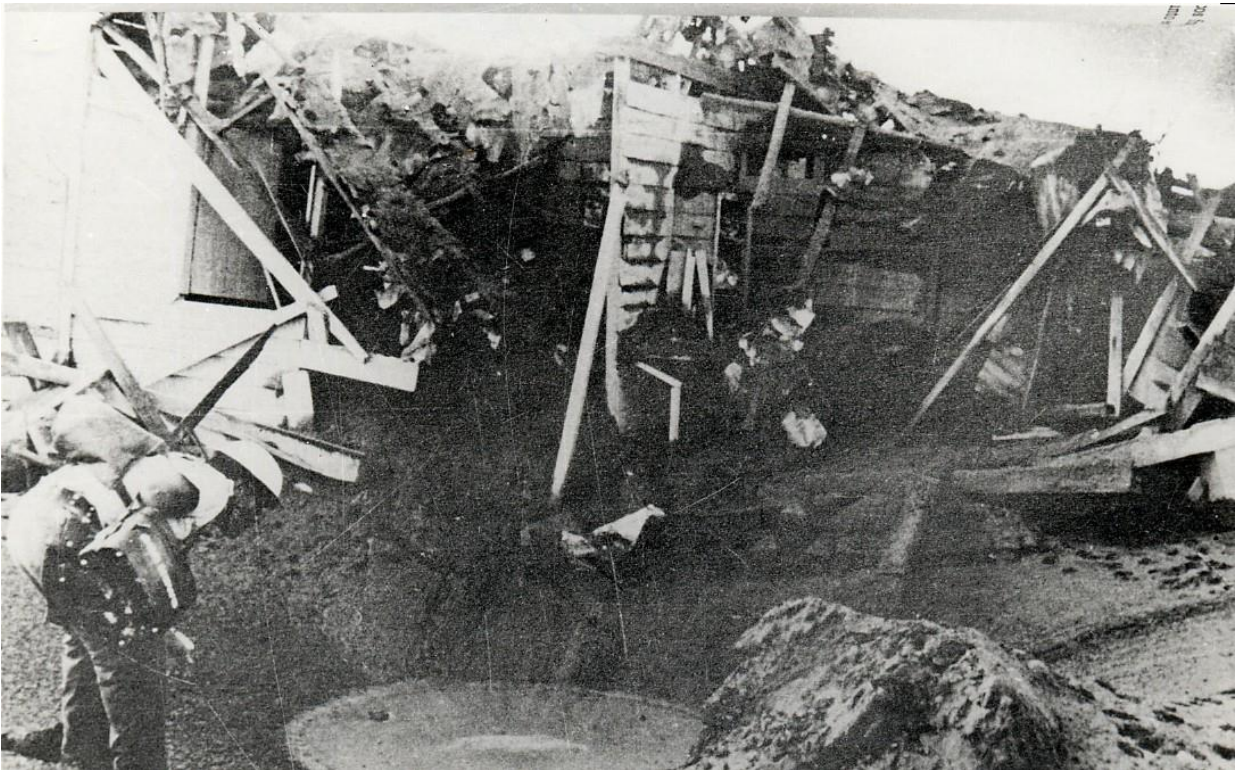


Fig. 6.14: Casa destruida por un impacto balístico y paisaje desolador dejado por la erupción de 1968.

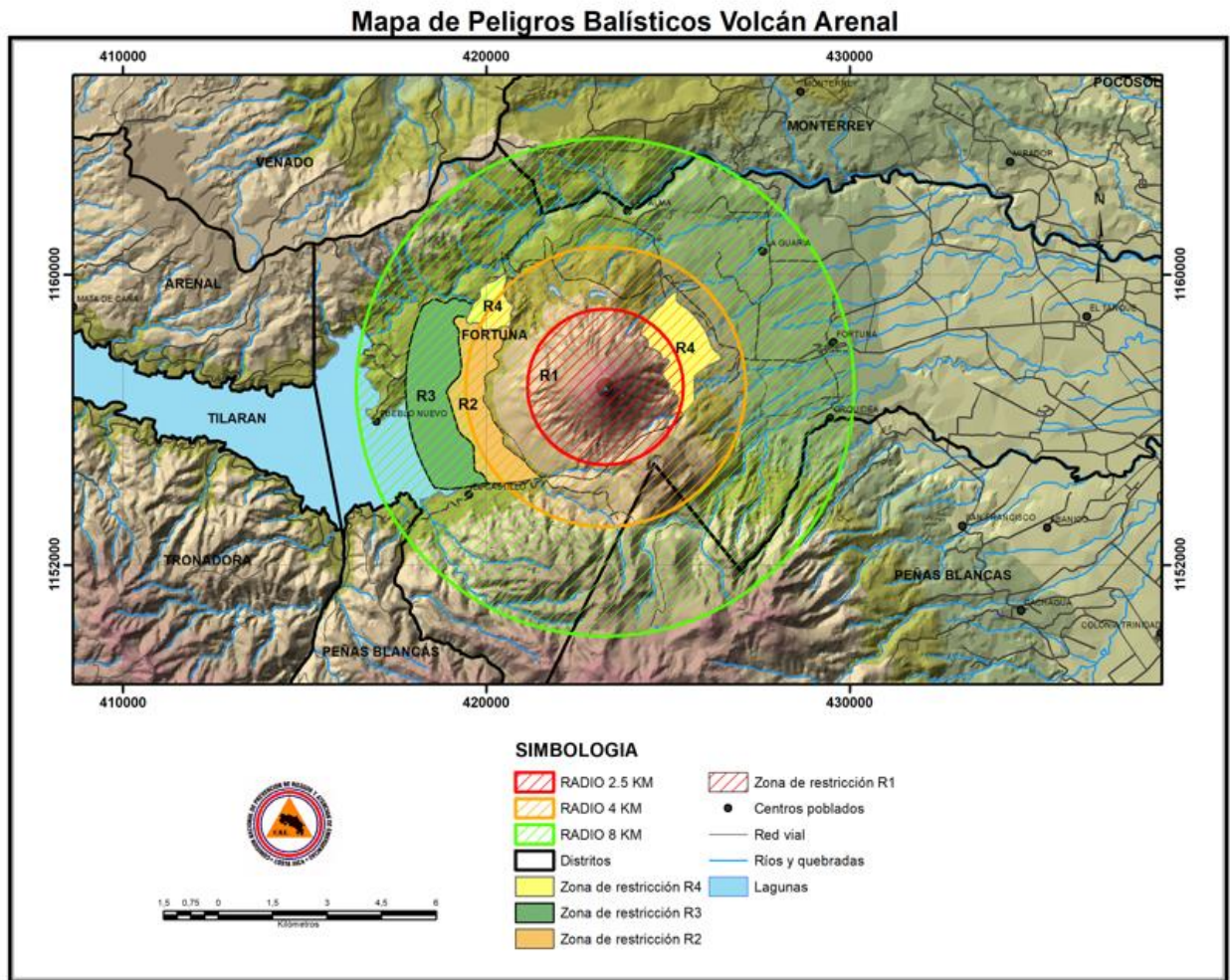


Fig. 6.15: Mapa de amenaza volcánica por impactos balísticos junto con las zonas de restricción (Rs) como referencia.

6.3.6 TERREMOTOS VOLCÁNICOS

Los sismos que acompañan a la actividad volcánica suelen ser menores en magnitud que los no volcánicos (llamados tectónicos). Los sismos volcánicos por lo general poseen hipocentros poco profundos (profundidades < 10 km), con un radio de daño menor (< 5 km) en el caso de los volcanotectónicos, 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. Las máximas magnitudes hasta el momento de un terremoto volcánico son de M_w 7.1 a 7.75, aunque claramente son raras o poco frecuentes (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), aunque no necesariamente son eventos por movilidad directa de magma, es decir, volcanotectónicos en el sentido estricto de la palabra.

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 promover 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, o donde la perturbación sísmica puede favorecer una sobrepresión de los volátiles, al cerrar y abrir vías, en función de la orientación de las fracturas. Pero en general, los sismos locales o regionales rara vez disparan, o a lo sumo promueven las erupciones volcánicas, si las condiciones preestablecidas son favorables para ello (Alvarado et al., 2007; Bonali et al., 2013; Seropian et al., 2021, y referencias allí incluidas).

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).

En Costa Rica, la erupción de 1723 del Irazú estuvo acompañada de varios sismos volcánicos, el mayor de ellos con magnitud $M_w \sim 5.1$ a 5.6, recalculada con base en estimaciones de m_b , M_s y M_L (Alvarado y Schmincke, 2013). Para la erupción del Arenal de 1968, el mayor evento tuvo una magnitud M_w 5.1 medida instrumentalmente y relacionada con un enjambre de sismos volcánicos (Zobin, 2001).

En el caso concreto bajo análisis, unas horas antes de la erupción del volcán Arenal de 1968, el sismo máximo tuvo una magnitud de 5.1 (Zobin, 2001), por lo que hay que contemplarse dentro de la amenaza directa hacia la presa, o por el hecho que pueda llegar a disparar deslizamientos en los flancos volcán, con el consiguiente peligro para los pobladores o eventuales senderistas (Alvarado et al., 1997). Muchos otros enjambres sísmicos han afectado el volcán, con profundidades calculadas entre 1-20 km bajo el volcán, usualmente con magnitudes bajas, desde 1968 al presente ($M < 2$; Soto et al., 1996a; Soto y Taylor, 2003).

Otras consecuencias probables de sismos volcánicos son las de cambiar el estado dinámico del magma en estado de “reposo”, disparando explosiones inusuales, o el fracturamiento del edificio y la puesta en contacto de agua subterránea con magma, de modo que sucedieran erupciones freatomagmáticas o, incluso, la nueva apertura de cráteres.

En el caso del Arenal, estos sismos, aun los de mayor magnitud (del orden de M 5.0-5.5) podrían generar daños a la infraestructura en un radio de unos 10 km alrededor del epicentro. Sin embargo, la presa está diseñada de sobra para soportar un sismo de dicha magnitud o incluso más grande, así que no representa un peligro particular para esta obra.

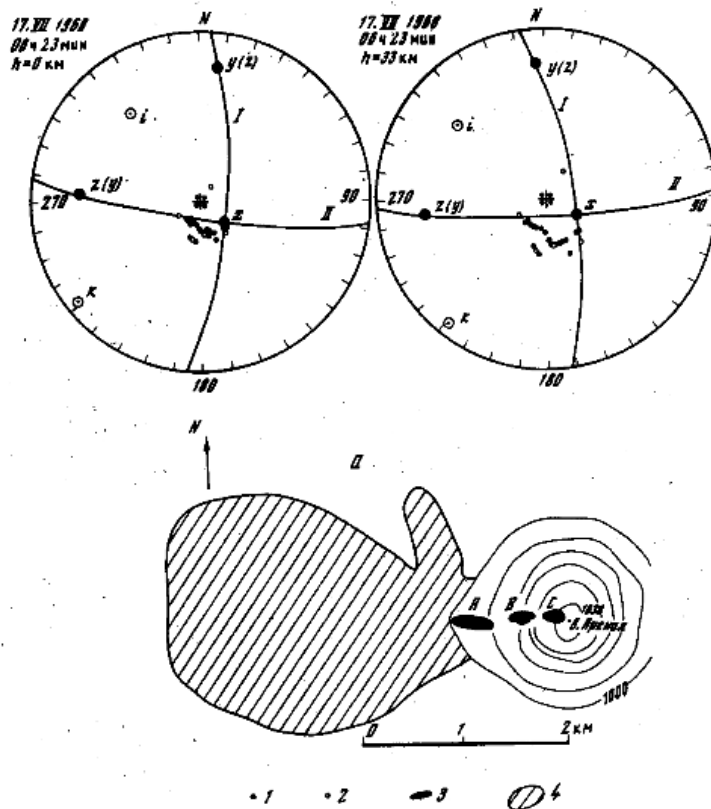


Рис. 26. Построение нодальных линий P-волн для вулканического землетрясения вулкана Аrenal и схема латеральных кратеров вулкана (а)

1, 2 – сейсмостанции, зарегистрировавшие вступления волн разрежения (1) и сжатия (2); 3 – латеральные кратеры; 4 – зона излияния лавы

Fecha	Profundidad km	P (Az, Plg)	T (Az, Plg)	Plano I (Az, dip)	Plane II (Azimut, inclinación)
17.07.1968 06:23 GMT	0	322,24	230,5	275,72	10, 78
	33	310,22	218,4	265,70	355,78

Fig. 6.15: Datos de unos de los sismos más grandes asociados previo a la erupción del Arenal (Zobin, 2001).

6.3.7 FORMACIÓN DE GRIETAS

El ascenso de una gran cantidad de magma o por la efusión de magma desde la profundidad puede causar deformación cortical, la cual puede provocar abultamiento o subsidencia del terreno, causando eventualmente grietas y daños en edificaciones. La formación de fracturas, grietas y la subsidencia y los asentamientos del terreno, pueden ser procesos propios asociados con la actividad de los volcanes, particularmente los basálticos (que no es el caso del Arenal) o bien, formarse grietas en las vecindades de los cráteres, tal y como se ha registrado en los bordes cratéricos de los volcanes Rincón de la Vieja, Poás, Irazú y Turrialba.

En el volcán Arenal se han detectado inflaciones, pero sobre todo deflexiones debido al enorme peso de las coladas de lava, que en algunos lugares superan los 150 m de espesor (Mora et al., 2013). Estas deformaciones no han llegado a tener ninguna influencia en la presa Sangregado ni en la infraestructura cerca al volcán.

Los estudios geotécnicos y de inclinometría (Alvarado et al., 2003, 2010) y de interferometría de radar de apertura sintética, conocida por su abreviación en inglés como InSAR, que corresponden con estudios de precisión elevada de la deformación de la superficie (Ebmeier et al., 2010, 2014), han evidenciado que los flancos del volcán son inestables y que incluso se mueven muy lentamente. Lo anterior puede eventualmente representar un tipo de amenaza que, aunque de una probabilidad muy baja (pero no nula) a corto plazo, su impacto puede ser muy alto en el caso de darse un gran deslizamiento del cono.

6.3.7 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.

El comienzo de la actividad eruptiva histórica del volcán Arenal (29-31 de julio, 1968) estuvo caracterizada por la apertura de tres nuevos cráteres en el flanco W del volcán, alineados E-W. Otro caso planteado es que las lavas prehistóricas A2 (inferiores), al parecer pudieron ser evacuadas desde un foco supuesto llamado “cráter E”, situado unos 1.5 km al NW del cráter D, el cual fue posteriormente fue cubierto por otros productos volcánicos (Borgia et al., 1988). Resulta muy posible que los cráteres A y E hayan sido instalados debido a la facilidad que diera una falla sigmoidal que corta el flanco occidental del volcán, y forma una estructura morfológica a modo deseudocaldérica (Alvarado, 2003).

Dado el historial del Arenal, la posibilidad de la formación de cráteres nuevos en el caso de un reactivar está dentro del margen de una elevada posibilidad, donde el ascenso de magma se encause por zonas de debilidad existentes y, por eso, las erupciones no siempre ocurren en la cúspide, sino que puedan darse en los flancos, abriendo nuevos focos eruptivos. Bajo las condiciones estructurales del volcán, mencionadas en el párrafo anterior y explicado con más detalle en el apartado de tectónica, se especula que el sector el flanco occidental del

edificio volcánico, además por tener coberturas de piroclastos más gruesas y menores de lavas (cf. Borgia et al., 1988; Alvarado, 2003), es el área más propensa a producir nuevos cráteres (radio máximo de 1.5 km desde el cráter D), y que afectarían áreas radiales de hasta 6.5 km desde el cráter D, similares a las de julio de 1968. Otro sector de debilidad estructural sería el flanco nórdico, dada la existencia de una falla sigmoidal N-S (cf. Borgia et al., 1988; Alvarado, 2003).

6.4 AMENAZAS VOLCÁNICAS INDIRECTAS

Se entiende por aquella incidencia potencial que no está relacionada directamente con la actividad eruptiva, sino que suelen ser un resultado indirecto o posterior a un evento volcánico directo. De los trabajos anteriores y de la reevaluación de la peligrosidad, se puede deducir, de modo integral, lo siguiente:

6.4.1 LLUVIA ÁCIDA

Se considera que el agua de una lluvia es fisicoquímicamente 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 pueden 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.

Por el momento, la lluvia ácida no represente ningún problema, y fue relativamente poco durante la mayor parte de actividad del Arenal.

6.4.2 LAHARES

Los flujos de lodo o lahares son corrientes de detritos volcánicos (rocas y sedimentos), que pueden contener componentes orgánicos (vegetación, animales) y antrópicos (restos de infraestructura y partes de inmuebles) mezclados con agua, que descienden por los cauces de las laderas de los volcanes durante las erupciones o incluso en períodos pos-eruptivos o de calma total. Pueden ser disparados por lluvias torrenciales, deshielo, erupción a través de un lago volcánico o el desbordamiento o derrumbe 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.

Durante la erupción del volcán Arenal de 1968, se generaron varios lahares que bajaron principalmente por el río Tabacón (Melson y Sáenz, 1968). Se han visto producirse luego de las primeras erupciones de julio de 1968 en los cauces del río Tabacón, y en años posteriores en los cauces de los ríos Aguacaliente y Calle de Arena. Estos últimos, según Zapata y Soto (1991) han sido promovidos por el deterioro erosivo de las cuencas altas del volcán, causado por el bombardeo piroclástico, que ha dejado al descubierto lavas y piroclastos viejos, así como la erosión de los nuevos productos. Los lahares posteriores en el Arenal suelen ser flujos hiperconcentrados ricos en agua, que arrastran gran cantidad de arenas y rocas métricas, originados durante lluvias intensas, durante o después de períodos eruptivos fuertes. La mayoría de los lahares son hiperconcentrados, con matriz arenosa a gravas y casi ausencia de finos, poco estratificados a con cierta estratificación o más que todo lentes, y sus espesores alcanzan normalmente entre 2 y 5 m. Las áreas afectadas y afectables por estos lahares serían especialmente hacia los cuadrantes SW (río Aguacaliente), N (quebradas hacia los lagos), E (quebradas Guillermina, Platanillo y Calle de Arena) del aparato volcánico. Se han movilizado encauzados y se depositan en sitios con cambios de pendiente y en el caso del Arenal, pareciera que las áreas límite se encuentran a unos 5 km del cráter cuspidal, en tanto que las áreas de cauces entre los 3 y 5 km de distancia radial, justo donde cambia la pendiente y se forman abanicos lahárico-aluviales, que sería las áreas más peligrosas con respecto a los lahares (Zapata y Soto, 1991).

Tales autores consideraron que las lluvias intensas entre 50-80 mm en lapsos de 2-8 horas, o bien 100 mm de lluvia en 24 horas, o 300 mm de lluvia en 3-4 días, serían suficientes para disparar lahares en el Arenal, lo cual en promedio sucedería al menos 2 veces al año, con tamaños e intensidades variables. Sin embargo, hasta el momento, no hay habido pérdidas económicas relevantes y en vidas humanas tampoco, con excepción de unos turistas ahogados en el río Fortuna durante una crecida. Las infraestructuras principales de la presa Sangregado y la toma de aguas está fuera del área de peligro, aun modelándose diferentes volúmenes de lahares.

Se considera que algunos casos excepcionales durante erupciones muy grandes (plinianas a subplinianas), podrían generar lahares que fluyeran mucho más lejos (≥ 10 km), pero no se tienen evidencias estratigráficas concluyentes.

En esta investigación se han modelado las zonas de inundación por flujos laháricos, para los ríos Tabacón y Agua Caliente, así como para las quebradas Calle de Arena, Platanillo y Guillermina (Figs. 7, 8 y 9), mediante la aplicación LAHARZ, desarrollada por el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) en 1998 (Iverson et al., 1998). Para ayudar a la creación de mapas de zonas de peligro, Iverson et al. (1998) desarrollaron un método de pronóstico semi-empírico y estadístico para predecir la inundación por lahares que es rápido, reproducible y objetivo. Los principios centrales del método son los mismos que los manejados por los geólogos que utilizan el conocimiento de depósitos de lahares históricos para restringir las zonas de peligro (Schilling, 2014):

- a) La inundación por lahares históricos proporciona una base para predecir la inundación por los lahares futuros;
- b) Las zonas de peligro del lahar se limitan a los valles que cubren los flancos del volcán;
- c) El volumen de lahar controla en gran medida el grado de inundación aguas abajo;
- d) Los lahares voluminosos ocurren con menos frecuencia que los pequeños lahares;
- e) Difícilmente se puede predecir el tamaño del siguiente lahar que descenderá por un río o quebrada dado” (Iverson et al., 1998). Los efectos de los lahares son relativamente predecibles y, por consiguiente, es posible realizar acciones y obras de mitigación para reducir las condiciones de riesgo. Entre las medidas están las siguientes:

- a) Desarrollo de áreas urbanas o habitacionales lejos de los cauces y zonas de inundación de los ríos (álveo), respetando la zona de restricción de construcción con respecto a la distancia de los cauces.
- 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 donde puede haber infraestructura vital y vidas humanas en juego (p. ej., turistas), se recomienda tener un sistema de alerta temprana para crecidas o lahares y ciertas medidas ingenieriles preventivas, aunque estas suelen ser onerosas y generan una falsa seguridad en la población.
- d) No realizar actividades recreativas en quebradas (secas o con agua discurriendo), particularmente en la estación lluviosa y si no se tiene una visión del entorno aguas arriba (al menos 100-200 m) o si su ruta de evacuación es larga y difícil.

6.4.2.1. Modelos determinísticos actualizado para los lahares

Debido a que los lahares son los eventos con mayor posibilidad de ocurrencia en el área de estudio y a que su alcance, mortalidad y la destrucción suelen tener significativa magnitud, se han considerado diferentes modelos determinísticos de afectación por lahares para el volcán Arenal utilizando la herramienta LaharZ (Schilling, 1998). Pese a ello, los trabajos de modelización han abarcado otros ríos y quebradas donde históricamente no se tiene registro de lahares, con el fin de tener otra serie de escenarios. Para ello, se elaboró un modelo general que abarca todos los flancos del macizo (Fig. 6.41); este considera volúmenes variables ($8 \times 10^5 \text{ m}^3$, $1 \times 10^6 \text{ m}^3$, $1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ y $2.5 \times 10^6 \text{ m}^3$) y un modelo de elevación digital con resolución espacial **xxxxx**. Los puntos de disparo se ubicaron en las partes altas de los ríos y quebradas que nacen en las laderas del volcán.

La escogencia de volúmenes modelados se basó principalmente en los siguientes criterios:

1. Alcance que han tenido los lahares generados hacia el norte del volcán Arenal en el pasado;
2. Frecuencia con la que ocurren lahares de pequeño volumen en el área de estudio;
3. Experiencias previas documentadas, para las cuales se conocen los volúmenes o el alcance aproximado de los lahares (volcán Arenal);
4. Validaciones previas realizadas a los modelos con base en los depósitos de lahares antiguos en el Arenal.

En la modelación se incluyó también el cálculo de una zona de amenaza proximal, la cual además de la topografía, considera la relación entre distancia L y altura H (Schilling, 1998), que en este caso fue de 0.24. En esta zona es donde, por sus condiciones topográficas y su posición con respecto al cráter activo, es más probable que se generen lahares.

6.4.3 AVALANCHA DE ESCOMBROS VOLCÁNICA Y DESLIZAMIENTOS

El colapso lateral del flanco de un volcán (conocido también como sector colapso, colapso sectorial o colapso del flanco) y la generación de un megadeslizamiento o derrumbes gigantes (por lo general $> 0.1 \text{ km}^3$), conocido como avalancha de escombros volcánica (*volcanic debris avalanche*), puede originarse por uno o varios factores como: a) la presión interna de los gases volcánicos, b) una intrusión magmática, c) un terremoto u d) otros factores que favorecen la inestabilidad de laderas (Ui, 1989; Siebert, 1996; Ui et al., 2000). Pueden alcanzar velocidades entre 50 y 350 km/h, que pueden extenderse desde 0.5 hasta 120 km desde su fuente de origen, abarcando extensiones de muchas hectáreas hasta más de 2200 km^2 , para volúmenes exorbitantes de 0.01 km^3 hasta más de 10 km^3 , incluso $>5000 \text{ km}^3$. Debido a que poseen un período de recurrencia muy baja en cada volcán y puesto que el área de destrucción es tan grande (decenas de kilómetros cuadrados), suelen no considerarse dentro de los mapas de peligro volcánico, pero sí dentro de los textos o

documentos explicativos. La mayoría de los volcanes costarricenses de grandes dimensiones han presentado en su pasado prehistórico eventos de este tipo. Sin embargo, para volcanes pequeños como el Arenal (altura de 1.2 km) su peligrosidad es menor ante este tipo de eventos, dada su poca altura. En tiempo histórico, solo se han registrado grandes avalanchas de escombros en Costa Rica en el flanco N del volcán Irazú (Alvarado et al., 2004).

Pese a ello, no se puede excluir que exista una cierta posibilidad baja de que, por inestabilidad inherente del cono más un terremoto cercano, se genere una avalancha de bloques (*lava collapse flow* o del tipo *debris avalanche*), a partir de cualquier sector del volcán, asociado con un sismo, erupción o simple pérdida del equilibrio límite. Si un derrumbe de grandes dimensiones llegara al embalse, podría ocasionar una ola de cierta dimensión (Alvarado et al., 1997; Hidalgo, 1997). Algunos estudios evidenciaron cierto grado de inestabilidad del cono del Arenal, particularmente su cima y sus flancos (ver Alvarado, 2003; Alvarado et al., 2003, 2006, 2010). Estudios posteriores reevaluaron la posibilidad del deslizamiento, llegándose a concluir que el cono C y parte de su fundación podrían ser propensos a la formación de deslizamientos rocosos fríos o calientes de dimensiones mayores a las originalmente evaluadas por el trabajo de Hidalgo ($50 \times 10^6 \text{ m}^3$), que estarían comprendidos entre 0.03 y 0.75 km^3 . Dicho deslizamiento potencialmente podría alcanzar el lago, disparando una ola (*seiche*) de mayor dimensión a la previamente evaluada (Alvarado, 2003; Alvarado et al., 2003). Una secuencia de este tipo sobrepasa las posibilidades de los mapas de amenaza, desde el punto de vista que alcanza las características de catástrofe. Sin embargo, las posibilidades de un evento de tal tipo en el estado de inactividad del volcán son bajas. Serían más altas ante la ocurrencia de un evento sísmico importante en el campo cerca (magnitud de 6.5), pero aun ante tal ocurrencia, no necesariamente la estabilidad del volcán se va a ver comprometida.

Los deslizamientos de volúmenes menores, en las paredes inestables altas de los volcanes, son comunes en el mundo. La mayoría son deslizamientos de suelo y rocas de la capa regolítica y, por lo tanto, afectando áreas restringidas, aunque si llegan a cauces con altos caudales, pueden disparar eventos secundarios, tales como lahares. Los análisis de Alvarado (2003) muestran que cualquiera de las paredes altas del sector occidental del volcán, debido a sus pendientes y desnudez boscosa, son susceptibles de deslizarse. Otros posibles factores desestabilizantes incluyen la intrusión de nuevo magma, o bien la ocurrencia de un sismo importante local o regional, o una serie de sismos intermedios locales. Por supuesto que las consecuencias dependen del volumen del material movilizad y la cantidad de fluidizantes como agua y gases disponibles. En general se considera que deslizamientos pequeños a moderados no afectan más allá de 2.5 km radiales del cráter D; del orden máximo de $3 \times 10^7 \text{ m}^3$, no alcanzarían sitios más allá de los 4.5 km de distancia radial, aun si se encauzan.

6.4.4 SEICHE (OLAS DENTRO DEL EMBALSE)

Un *seiche* es el equivalente de un maremoto o tsunami, pero en un lago. Por lo general, pero no exclusivamente, se le suele asociar con un terremoto. En el caso de una erupción volcánica, si un deslizamiento volcánico o un flujo piroclástico fluyen hacia un lago, o si se presenta una explosión importante subacuática en un lago cratérico, entonces puede causar una ola o *seiche* volcánico o sísmico. Tal y como se dijo varios párrafos atrás, sismos que

acompañan a las actividades volcánicas son generalmente menores en magnitud que los no volcánicos (llamados tectónicos). Pueden ocurrir antes, durante o después de una erupción volcánica. La máxima magnitud generada por un terremoto volcánico es de M_w 7.1, aunque son infrecuentes. Se presentan cuando hay movimientos de fallas (rupturas en la corteza terrestre) en o cerca del volcán debido al movimiento de magma (roca fundida en profundidad).

No hay casos de *seiches* en nuestro país que hayan originado pérdidas humanas o económicas por causa volcánica. Los únicos que han ocurrido están asociados con la actividad eruptiva en el lago cratérico del Poás y del Rincón de la Vieja, o con deslizamiento en lagos crátericos, como se ha dado en el cráter del Irazú cuando el lago no está seco. Pero estos eventos han quedado circunscritos o restringidos al cráter, sin mayores consecuencias.

Referente a la peligrosidad enfocada al embalse Arenal, únicamente se ha analizado hipotéticamente por medios computacionales un *seiche* en el caso eventual de un flujo piroclástico del volcán homónimo; en este caso, los estudios evidenciaron una peligrosidad y probabilidad baja, casi nula para las obras (Hidalgo, 1997). La simulación con elementos finitos realizada determinó que la entrada tempestiva de material volcánico al embalse (flujo piroclástico o derrumbe volcánico), puede generar una ola de *seiche*, que afectaría al embalse de forma moderada (Hidalgo, 1997). La sobreelevación máxima del agua (1.22 m) calculada es menor que aquella debida a fenómenos meteorológicos correspondiendo solamente de un tercio de la elevación máxima que el embalse podría alcanzar durante la avenida de diseño. Por ello, las obras de excedencia (vertedor) están en capacidad de manejarla. El análisis muestra que el efecto de las ondas de agua generadas alcanzaría las riberas del lago y la presa, mostraron que la respuesta del embalse a la intrusión del material es moderada. Habría, no obstante, oleajes del orden de 1-2 m golpeando algunas riveras, que podrían causar daños menores a ciertos embarcaderos (Hidalgo, 1997).

Claramente, tal y como se discutió en el apartado de “Avalanchas de avalanchas de escombros volcánica y deslizamientos”, si un derrumbe de mayores dimensiones ocurriera y alcanzara el lago Arenal, la ola sí podría ser de mayores dimensiones que las evaluadas, pero de igual modo, la probabilidad es muy baja. Si esto llegara a pasar, el solo hecho de que el flujo o avalancha llegara al embalse, implicaría de antemano haber arrasado el área turística del Parque Nacional y la carretera que comunica con El Castillo, lo cual ya sería un evento de dimensiones catastróficas. Pero se recalca, que un suceso de este tipo sobrepasa las posibilidades de los mapas de amenaza, desde el punto de vista que alcanza las características de catástrofe.

6.4.5 ONDAS DE CHOQUE ATMOSFÉRICAS

Las erupciones explosivas pueden estar acompañadas de ondas de choque o de impacto, que se propagan a la velocidad del sonido (330 m/s), que pueden matar a las personas si están muy cerca o produciendo la ruptura de ventanas y paneles solares.

La explosión del volcán Arenal en 1968 fue registrada en los barógrafos de la mayoría de los observatorios meteorológicos del mundo (Fudali y Melson, 1972). Posteriormente, cuando el Arenal estaba en su pleno período activo (particularmente entre 1984 y 1987), sus

explosiones sacudían las construcciones a 7 km de distancia, e incluso durante las mañanas llegaban a sacar de las camas a los pobladores de La Fortuna; los ventanales vibraban a distancias de hasta 22 km. Durante una explosión del Arenal el 23 de junio de 1990, se registró un nivel de 106 db a 2.6. km de distancia (Observatorio “La Macadamia”), por lo que se estimó, mediante fórmulas empíricas, que el nivel de sonido a una distancia de unos 100 m del cráter debió de ser cercano o superior a los 134 decibeles, el cual se encuentra sobre el nivel de dolor para el oído humano (Barboza y Melson, 1990). En tal caso, dado la distancia de la presa y otras instalaciones ICE, incluso más distantes, no se dieron problemas con el personal o infraestructuras ICE vitales durante la actividad eruptiva.

6.4.6 RAYOS POR DESCARGAS ELÉCTRICAS

Durante las erupciones explosivas, la fricción de los fragmentos piroclásticos (principalmente cenizas), vapor y gases contenidos en la nube eruptiva en ascenso, se pueden eléctricamente cargar, produciendo rayos que pueden afectar las telecomunicaciones, la infraestructura y las personas.

Durante las erupciones del Arenal se registraron algunos rayos durante las tormentas eléctricas y quizás alguno asociados con columnas de cenizas, pero su peligro es el mismo que se tiene en todo el territorio nacional ante la caída de descargas eléctricas, en particular al estar el volcán dormido en la actualidad.

7. VIGILANCIA VOLCÁNICA

Vislumbrar con suficiente antelación una erupción volcánica constituye un reto enorme para los científicos, puesto que los volcanes son sistemas complejos que involucran múltiples procesos físicos y geoquímicos, todavía no conocidos del todo y más aún, cuando se sabe que cada volcán posee su propio comportamiento. Aun así, se han alcanzado una serie de logros significativos a nivel nacional en la instrumentación para vigilancia volcánica, donde incluso se han alcanzado algunos pronósticos acertados de erupciones y de grandes deslizamientos, un avance significativo para nuestro país. Por lo tanto, se debe continuar con el estudio de los volcanes para conocer su comportamiento pasado (su historial) como un complemento valioso a la vigilancia volcánica a partir de las observaciones directas e instrumentales. El fin es el discernir manifestaciones o patrones potenciales, que puedan ayudar a pronosticar la inminencia de una erupción importante.

Actualmente, se cuenta con herramientas para la detección en tiempo casi real de cambios en la micro-sismicidad volcánica, sensores de infrasonido, la deformación cortical del edificio volcánico, la temperatura en los flujos y la composición de los gases y de las aguas, tanto directamente en el volcán, como por medio de imágenes de sensores remotos (fotografías, videos, imágenes satelitales, espectrómetros ópticos ultravioleta, sensores infrarrojos, drones y sondas electroquímicas).

A continuación, se realizará un breve recuento histórico y se mostrarán el tipo de vigilancia volcánica que se realiza en la actualidad, así como las instituciones involucradas.

7.1 HISTORIA DE LA VIGILANCIA VOLCÁNICA EN EL ARENAL

Previo al despertar del Arenal el 29 de julio de 1968, este volcán no se tenía ningún control o vigilancia volcánica, dado que en ese entonces el volcán era considerado por muchos como un volcán apagado e incluso extinto, y la región donde se ubicaba era remota para los del Valle Central con malas vías de acceso. A ello se le debe de agregar la existencia de muy pocos geólogos en el país y solo unos pocos contados con una mano tenían alguna experiencia básica con volcanes. Tan solo hay registros de algunos enjambres de temblores por la región, no necesariamente asociados con el volcán y del número aproximado de las fumarolas en su cima y algunos datos de temperaturas.

Con el repentido despertar del Arenal, una serie de vulcanólogos y geólogos se hicieron presentes con el fin de documentar la actividad. Un grupo fue el de los estadounidenses Thomas Simkin (Smithsonian Inst.), Howard Waldron (U.S. Geol. Surv.) y William G. Melson (Smithsonian Res. Foundation), quien estuvo en el campo del 4 al 22 de agosto de 1968. El otro grupo fue el de los japoneses, comandados por Takeshi Minakami, Sadao Utibori, Shiro Hiraga, Tosimato Matumoto, mientras que en los nacionales destacó la participación de Rodrigo Sáenz y Ronald Chaves. Ellos trabajaron ya sea recogiendo notas sobre lo acontecido (Simkin, 1968; Matumoto, 1968), o detallando su cronología y depósitos (Melson y Sáenz, 1968; Minakami et al., 1969), complementado con la instalación de 6 estaciones sismológicas (26 de agosto al 29 de setiembre, 1968) en los alrededores que

detectaron sismos tipo A y B, algunos de los cuales incluso se pudieron ubicar bajo el volcán Chato (Matumoto, 1968; Minakami et al., 1969).

Takeshi Minakami arribó con un grupo de tres científicos, dos del ERI de la Universidad de Tokio (Minakami y Sadao Utibori) y uno del *Hot Spring Research Institute* de la Prefectura de Kanagawa (Shiro Hiraga), quienes permanecieron un mes en el Arenal (fines de agosto – fines de setiembre de 1968), y como resultado, publicaron un artículo de notable interés, que puede ser considerado también pionero en los estudios vulcanológicos en Costa Rica (Minakami et al., 1969). No solo da un recuento de la cronología de la erupción en sus fases iniciales, sino que además aborda observaciones sismológicas y geotérmicas y las relaciona con los procesos volcánicos. La singularidad de esta contribución radica principalmente en la larga experiencia previa de Minakami en Vulcanología Física, que había desarrollado en Japón. De hecho, él fue uno de los primeros en interesarse en las mediciones sismológicas en volcanes y tratar de interpretar su significado, de modo que acabó clasificando los sismos de origen volcánico en tipos A (sismos volcano-tectónicos) y B (volcánicos someros). Los más importantes y novedosos ítems tratados por este grupo japonés fueron: cálculos de la velocidad de eyección de bloques y bombas, el volumen de los piroclastos emitidos, la energía cinética liberada durante la erupción, el registro e interpretación de la actividad sismovolcánica (temblores tipos A, B y explosivos) que permitieron la localización de las fuentes de los tipo A entre 1 y 10 km bajo la superficie en el área sureste del cono del Arenal, y la fuente de los tipos B y explosivos, en el área de los cráteres activos (Soto, 2007). En sus observaciones geotérmicas no encontraron, sin embargo, anomalías importantes. En un trabajo posterior sobre la predicción de erupciones volcánicas, Minakami utilizó el ejemplo de la sismicidad del Arenal como una posible herramienta predictiva (Minakami, 1974).

Por su parte, Tosimatu Matumoto, quien era asistente de T. Hagiwara en el ERI de la Universidad de Tokio antes de irse a la Universidad de Texas, había asimismo llevado a cabo un estudio sismológico preliminar en Costa Rica en 1968 (Matumoto, 1968), por lo que en 1974 se le asignó la tarea de diseñar y montar una red sismológica alrededor del área del proyecto en Arenal y de una cobertura además regional (Matumoto, 1976; Matumoto y Latham, 1976; Umaña et al., 1979a, b). Dicha red fue la primera de índole telemétrica en Costa Rica y consistió en siete estaciones. Matumoto fue tremendamente apoyado por la recientemente creada Sección de Sismología en el ICE y por sus colaboradores de la Universidad de Texas, que incluía a otro japonés, Masakazu Ohtake, quien había trabajaba en el *International Institute of Seismology and Earthquake Engineering*, de Tokio y estuvo como investigador visitante en Texas entre 1974-1975 (Soto, 2007). El aporte de Ohtake se dio en la interpretación de sismogramas de Costa Rica, análisis computacional de hipocentros y de ondas sísmicas. Bajo el liderazgo de Matumoto, se hicieron varias contribuciones importantes al conocimiento de la sismicidad de Costa Rica e influyó ostensiblemente en los estudios de sismicidad volcánica del Arenal, entre ellas destacan (Climent et al., 1986; Soto, 2007):

- Un modelo de corteza para el noroeste de Costa Rica, que aún se usa, con algunas modificaciones.
- La definición e identificación de fallas activas alrededor del Proyecto Hidroeléctrico Arenal, incluyendo la causante de la ruptura que originó el Terremoto de Tilarán mencionado.

- El reconocimiento y definición de la actividad sismovolcánica del volcán Arenal siguiendo y ampliando los modelos de Minakami, dirigidos hacia la posible predicción de actividad volcánica anómala.
- La interpretación de la zona de Wadati-Benioff bajo Costa Rica.

A pesar de que este grupo japonés trabajó de manera prácticamente independiente por un corto periodo, sus observaciones sismológicas y clasificación de los sismos en el Arenal, sentó las bases sobre las que posteriores clasificaciones y estudios sismológicos se planificaran en este volcán, en su parte central. Sus contribuciones fueron principalmente publicadas como informes internos del ICE, a lo largo de numerosos viajes a Costa Rica a durante casi diez años hasta su retiro. No obstante, varias publicaciones importantes aparecieron en varias revistas internacionales, con su coautoría (ver Soto, 2007).

Sawdo y Simon (1969) y Simon et al. (1970), instalaron a principios de 1969, un inclinómetro diamagnético, aproximadamente a 1.2 km al sur del cráter A, el cual operó hasta el 30 de abril de 1969, cuando se reubicó por considerarse el sitio inadecuado. A principios de setiembre de ese mismo año, se ubicó a una distancia de 3.5 km al N22°W del cráter A, iniciándose registros los registros a partir del 11 del mismo mes, manteniéndose en operación por lo menos hasta el 14 de diciembre de 1969. Los registros obtenidos para este corto período indican varios episodios de subsidencia e inflación del orden de los 10 microradianes. Estos datos indicaban preliminarmente que el proceso de inflación se debía a la cámara magmática ubica a unos 4 km de profundidad (aproximadamente debajo del cráter B), mientras que la deflación se debía a la acción de la cámara magmática y al peso de las coladas de lava (Simon et al., 1969, 1970; ver parte de la información original reproducida en Alvarado et al., 1988b). Por recomendación de William G. Melson, el ICE instaló en octubre de 1974 cuatro inclinómetros secos a lo largo de una línea radial al Arenal en el flanco W (denominados A hasta D), los cuales operaron por espacio de más de dos años, mediciones realizadas con un Wild N3 y una estadía de precisión. Entre el 19 de octubre de 1976 y el 18 de enero de 1978 (452 días) ocurrió una deflación de 60 microradianes a lo largo de la radial C1-C2 de la estación C (Fig. 7.3). Los periodos de leve inflación fueron seguidos por largos periodos de fuertes deflaciones que se correlacionaron bien con las fases de alta tasa de emisión de coladas de lava; a los 100 días de instalados los cuatro inclinómetros, el inclinómetro A fue cubierto por una colada de lava (Melson, 1978; Melson et al., 1979).



Fig. 7.1. Takeshi Minakami al centro, quizás junto con Sadao Utibori y Shiro Hiraga (orden desconocido), posiblemente las faldas del Arenal. La persona de pie se desconoce su nombre (fuente anónima).

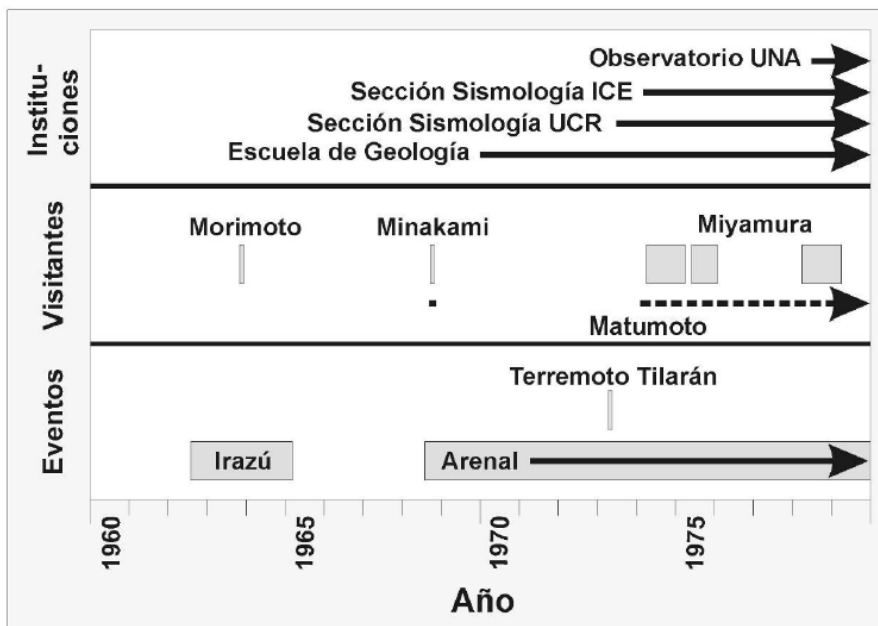


Fig. 7.2: Resumen de los eventos geológicos más importantes, las fechas de visitas de geocientíficos japoneses y las instituciones geocientíficas nacionales involucradas (Soto, 2007).

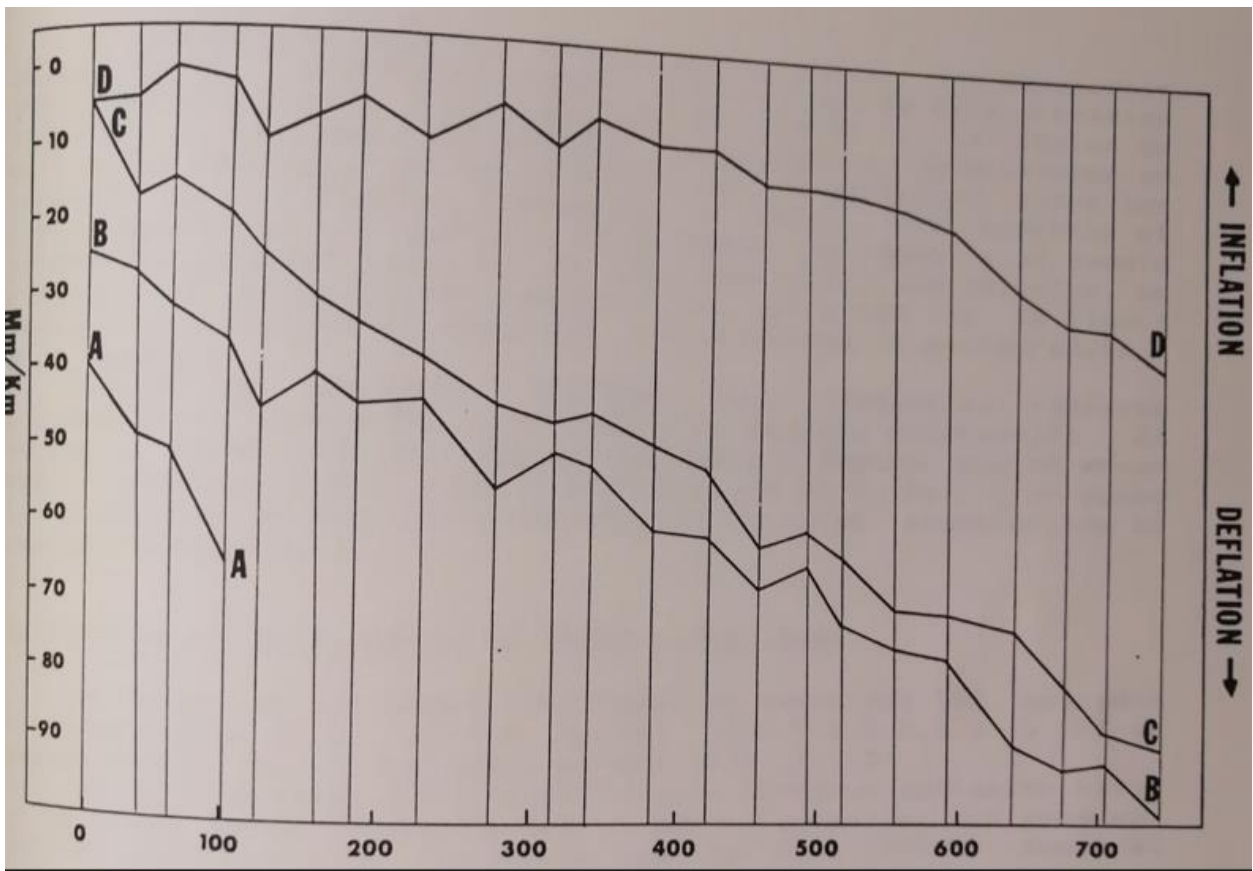
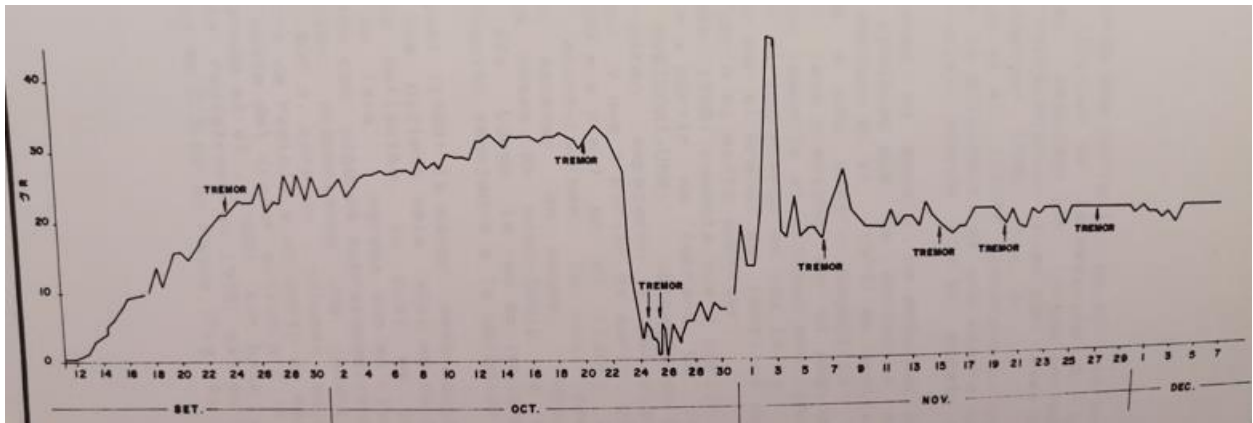


Fig. 7.3: Arriba, registro continuo del inclinómetro en el volcán Arenal de setiembre a octubre de 1969 (redibujado de Simon et al., 1970, en Alvarado et al., 1988b). Abajo, inflación/deflación radial al cráter del Arenal, en mm/km (microradianes), en los inclinómetros A hasta D, del 19 de octubre de 1976 al 3 de noviembre de 1978 (Melson et al., 1979).

Debido a la ocurrencia del terremoto de Tilarán el 14 de abril de 1973, el ICE se preocupó por la presa de Arenal en estudio, por lo que promovió la instalación de la primera red de estaciones sismológicas telemétricas en América Central (Matumoto, 1976; Matumoto y Latham, 1976; Umaña et al., 1979). Con el objetivo de aportar datos para la factibilidad del proyecto Arenal en construcción (1974-1978), y después de la erupción del Arenal de 1968 y el citado terremoto de Tilarán, el ICE procedió a la auscultación sismológica y volcánica de la región (Fig. 7.4). Con este propósito se instaló en mayo 1974 una red sismológica de alta precisión (justo hace 49 años), constituida de 5 estaciones sismológicas telemétricas alrededor del lago Arenal (AR 1 a 5) y una central de registro en el Observatorio Sismológico del Cerro Chiripa (AR 6), a unos 14 km de Tilarán (Fig. 7.5). Posteriormente, dos estaciones sismológicas adicionales fueron instaladas en la península de Nicoya (Climent et al., 1986).

En 1975 con el incremento de la actividad del Arenal, y dada su cercanía con el sitio de presa de Sangregado (6.5 km desde el cráter D), dos estaciones más fueron instaladas cerca del cono para su vigilancia (AR 9 y 10). Justo, para los días 17 y 21 de junio de 1975, asociado a varios eventos de flujos piroclásticos y explosiones, se detectó que dicha fase estuvo precedida por un enjambre de temblores a principios de ese año y unos dos meses atrás por un incremento en los sismos volcánicos y los temores, mediante estaciones sismológicas del ICE (Fig. 7.6), en particular la AR-6 (Matumoto, 1976). Varios estudios sismológicos se realizaron con dicha información (Ávila, 1977, 1978; Umaña et al., 1979), incluyendo una tesis de maestría (Güendel, 1978).

Ya para 1973, la Escuela Centroamericana de Geología, de la Universidad de Costa Rica, con el apoyo de la Organización de Estados Americanos (OEA), organiza una red de estaciones sismológicas, enfocadas al Valle Central, y aproximadamente en 1979 ya está constituida la Sección de Sismología y Vulcanología de la UCR. Mientras que la Universidad Nacional inició el programa para el estudio de los fenómenos volcánicos adscrito a su escuela de Geografía, que posteriormente se convierte en el “Programa de Investigación Vulcanológico y Sismológico” (Fig. 7.7), y editan un boletín Vulcanológico semestral a partir de 1978 (Morales, 1986; Alvarado y Morales, 1989). En 1982 se pone en marcha un programa de colaboración institucional para la observación sismológica del país (incluyendo los volcanes), donde participan el departamento de Geología del ICE, el programa de investigaciones vulcanológicas de la UNA y la sección de Sismología y Vulcanología de la UCR, conformando la llamada “Red Sismológica Nacional” (RSN, ICE-UNA-UCR, Fig. 7.8). Pero en julio de 1983 la UNA se retiró ante la aparición del proyecto de la Universidad de California, Santa Cruz (UCSC), financiado por la Agencia Internacional de Desarrollo (AID), quedando la RSN conformada únicamente por el ICE y la UCR (Morales, 1986). En 1994 se funda el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI-UNA).

Puesto que el Arenal comenzó a emitir coladas de lava de forma prácticamente ininterrumpida desde el 19 de setiembre de 1968, el ICE también promovió el mapeo topográfico de detalle y el conteo de las coladas de lava (Fig. 7.9), también la UNA llevaba un control de conteo por fechas, pero no con topografía (p. ej., Malavassi y Barquero, 1980).

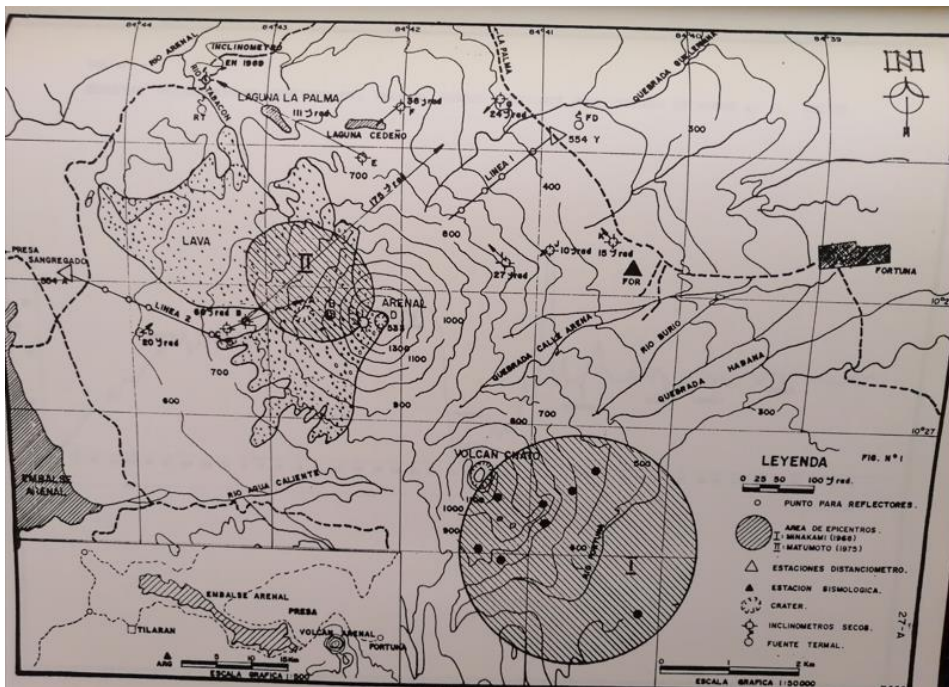
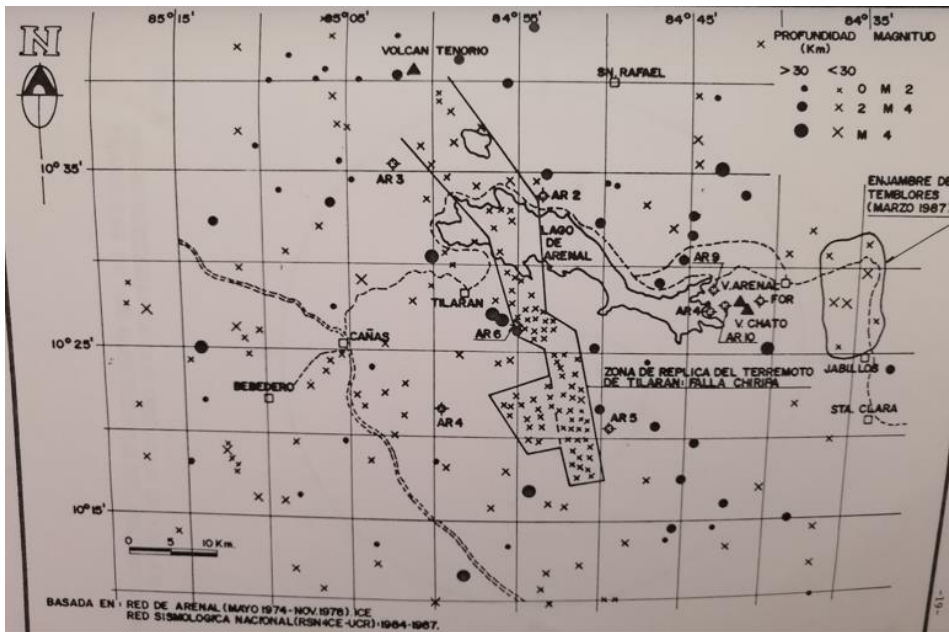


Fig. 7.4: Mapa de la región de Arenal con vigilancia sismológica, incluyendo algunas de las estaciones sismológicas de la red de Arenal y la zona de réplicas del terremoto de Tilarán. Abajo, algunos de los tipos de vigilancia volcánica del Arenal (inclinómetros y su tendencia de deformación en microradianes, líneas de distanciómetro electrónico, fuentes termales y frías. Además, se muestra el área I con los epicentros según Minamaki et al. (1969) y II de Matumoto (1976) asociado con la actividad de 1975 (tomado de Alvarado et al., 1988a, b). Para detalles, ver las publicaciones originales.



Fig. 7.5: El Observatorio Sismológico de Chiripa en 1978, sede de registro de la Red Sismológica de Arenal, con Setmuri Miyamura (izquierda) y Guillermo (“Cuco”) A. Ávila (ICE, derecha).



Fig. 7.6: Estación sismológica de la red de Arenal (AR 1?), quizás a finales de 1975 (archivos ICE).

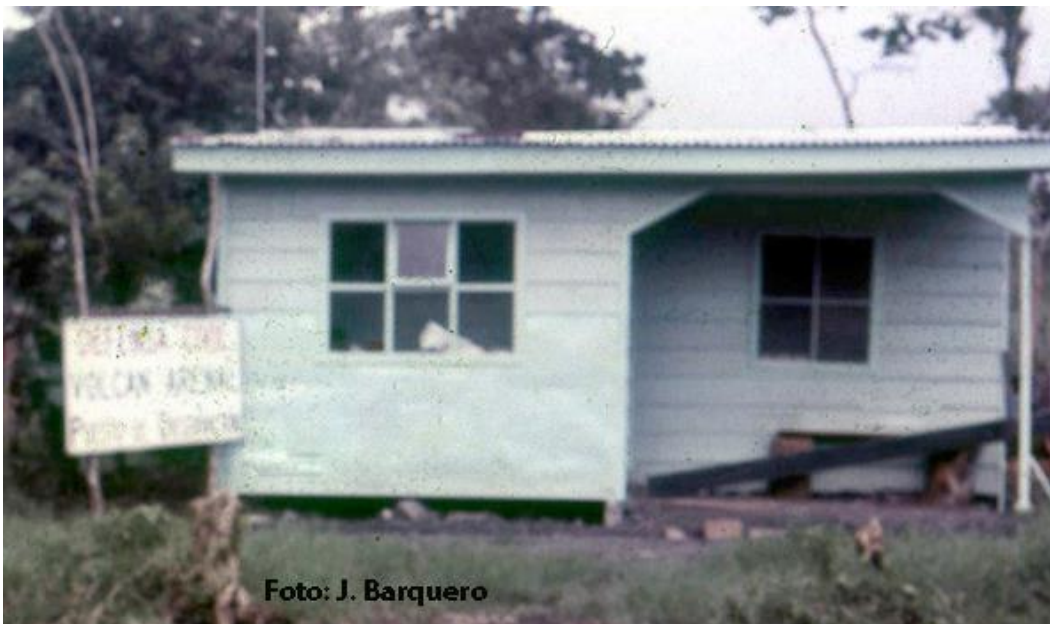


Fig. 7.7: Puesto de observación volcánica, ubicada en La Palma en la finca de don Carlos Peñaranda, que fue utilizado como observatorio por parte del OVSICORI-UNA de 1984 al 2010, constituyendo un lugar histórico para todos aquellos profesionales que la ocuparon. Este fue construido con la colaboración de Defensa Civil (fotografía cortesía Jorge Barquero).



Fig. 7.8: Fotografía histórica de una reunión de sismólogos, vulcanólogos y geólogos costarricenses conjunto con la contrapartida japonesa, artífices de los observatorios hoy día operantes (año 1978?). Arriba, de izquierda a derecha: Walter Montero, Federico Güendel, Setmuri Miyamura, Guillermo Ávila, Luis Paulino Gutiérrez, Rodrigo Sáenz y Tosimato Matsumoto. El objetivo era el establecer una red sismológica conjunta o Red Sismológica Nacional (RSN, ICE-UNA-UCR), que operó como tal un año (parte de 1982-1983).

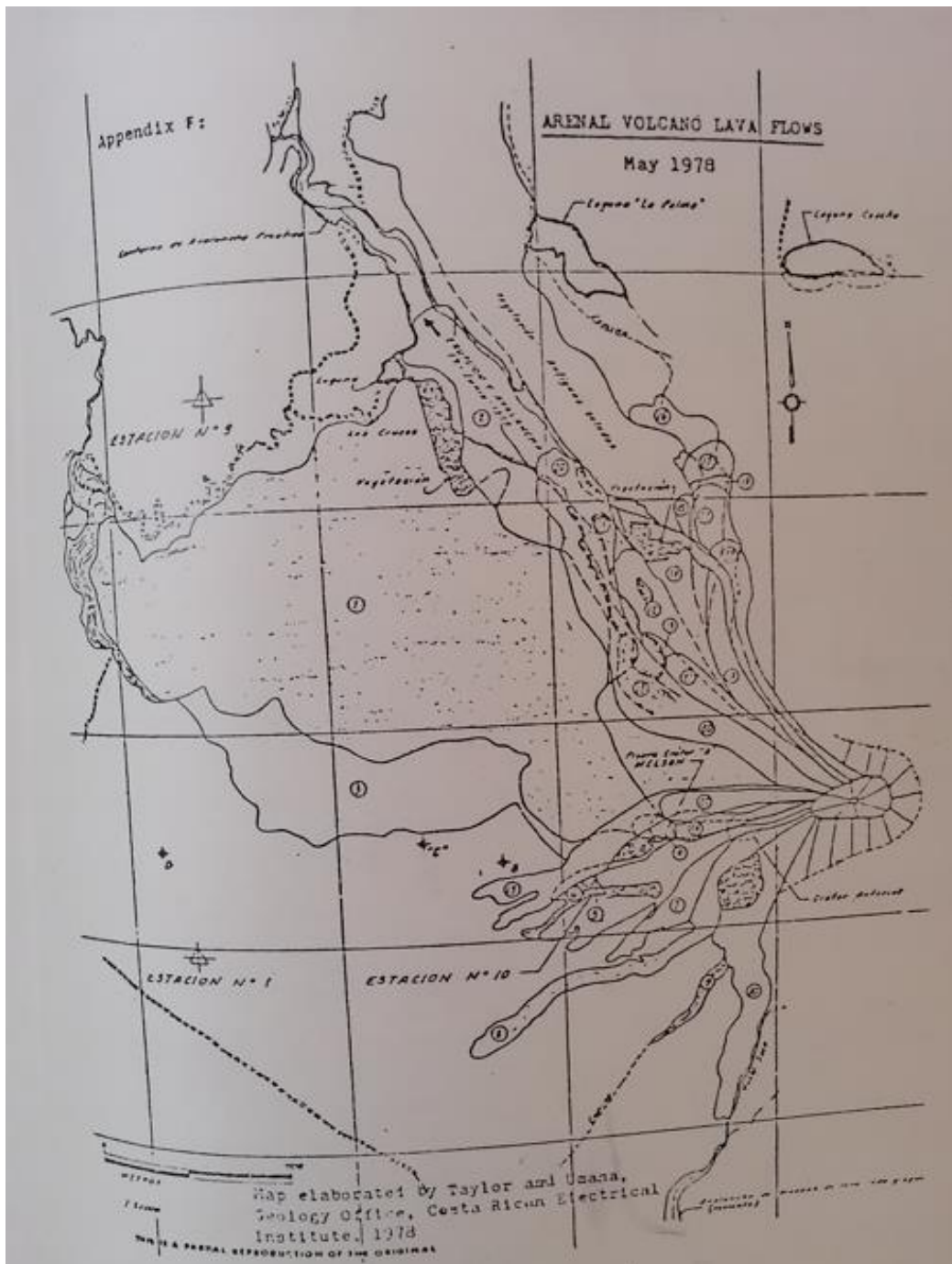


Fig. 7.9: Ejemplo de un mapa con el levantamiento topográfico de detalle, realizado por el ICE, de las diferentes coladas de lava erupcionadas por el Arenal.

Con el reactivar de las erupciones estrombolianas en junio de 1984, el arreglo del camino hacia la represa desde La Fortuna, y la paulatina capacitación del personal de la RSN: UCR-ICE y del OVSICORI-UNA, se fomentó un incremento en las investigaciones vulcanológicas y en las técnicas de vigilancia volcánica. También, al reactivarse el Arenal en junio de 1984, incluyendo algunos temblores posiblemente del tipo volcanotectónicos (particularmente el 11 y 12 de junio) Montero (1984) realizó un detallado análisis de la sismicidad, tarea que fue continuada con la compilación sobre la sismicidad volcánica del Arenal, incluyendo datos inéditos, en el trabajo de Alvarado y Barquero (1987) y Alvarado et al. (1988). Morales et al. (1988) realiza quizás el primer estudio de detalle de las frecuencias y espectros de las señales volcánicas del Arenal. Para ese entonces, el ICE contaba con tan solo dos estaciones sismológicas permanentes, una cerca de La Fortuna (FOR) y otra en el cerro Chirripa (AR6), así como varias estaciones portátiles; similares condiciones de vigilancia sismológica presentaban el OVSICORI. Por su parte, Leandro y Alvarado (1988) realizan un estudio sobre la posible influencia de las mareas lunisulares sobre la actividad explosiva del Arenal, como un complemento de los estudios previos de Güendel (1978) y algunas posibles correlaciones presentadas por Alvarado y Barquero (1987) y Barquero et al. (1992).

Basado en los datos de inclinometría seca de las estaciones A hasta D en el flanco occidental (previamente citadas), Van der Laat (1986, 1988) argumenta la existencia de una cámara magmática somera (al igual que Melson et al., 1979) con una profundidad de 0.8-1.5 km para un volumen de $6 \times 10^6 \text{ m}^3$ (un kilómetro de radio) y un punto de máxima deformación situado a 600 m al occidente del cráter C. Con el fin de comprender mejor el proceso de deformación espacial y temporalmente, el ICE en 1985 amplió la red de inclinómetros, ubicando tres en el flanco NNW hasta NE (E hasta G) y tres en el flanco WSW (I hasta K). Los datos de esta red más densa de 9 estaciones de inclinometría seca, así como los trabajos anteriores, fueron analizados por Alvarado et al. (1988) desde 1986 hasta 1988 (Fig. 7.10). Además, se incluyeron dos líneas con distanciómetro electrónico. Los resultados en dicho trabajo (inclinometría seca, distanciómetro y marco geológico) concluyen que no existen argumentos suficientes para concluir sobre la existencia de una cámara magmática tan somera y más bien apoyaban un modelo de deformación por las coladas de lava, acorde con el modelo previamente propuesto por Wadge (1983) para el Arenal.

El 29 de julio de 1988 se creó en el ICE, el Observatorio Sismológico del Arenal (OVA), el cual comenzó a emitir un boletín semestral a anual, donde se documentaba paso a paso la actividad del Arenal y las investigaciones llevadas a cabo por el grupo de la RSN (Fig. 7.10). Para 1994 el ICE adquirió una red sismológica digital y telemétrica (la primera en América Central) compuesta de 12 estaciones marca Lennartz, de las cuales 6 se instalaron en los alrededores del volcán Arenal. Yo ello el nombre de OVA cambió al de OSIVAM (Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles). Con estas estaciones se lograron realizar una serie de cálculos sismológicos en forma más rápida y precisa, incluyendo análisis espectrales, contenido de frecuencias, movimiento de partículas en dos o tres dimensiones, entre muchos otros procesos más, incluyendo una mejor precisión en la ubicación de los temblores y de la vigilancia del volcán (Barquero et al., 1994a, b). Además, construyó un nuevo observatorio sismológico y vulcanológico en las mismas instalaciones donde desde 1974 se había establecido la sede el observatorio Sismológico de Chirripa (Fig. 7.11 y 7.12).

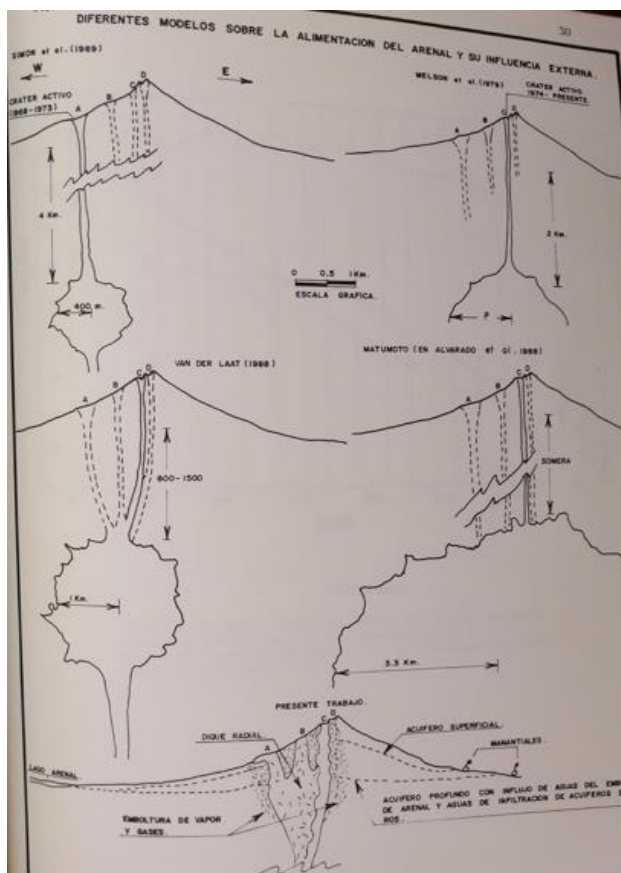


Fig. 7.10: Ejemplos de los boletines de vulcanología emitidos sobre el volcán Arenal entre 1988 y el 2004 por el ICE. Abajo, una de las figuras allí incluidas que trata sobre los diferentes modelos sobre la alimentación del Arenal y su influencia externa, basado en inclinometría y sismología; el modelo inferior es el de Alvarado et al. (1988b).

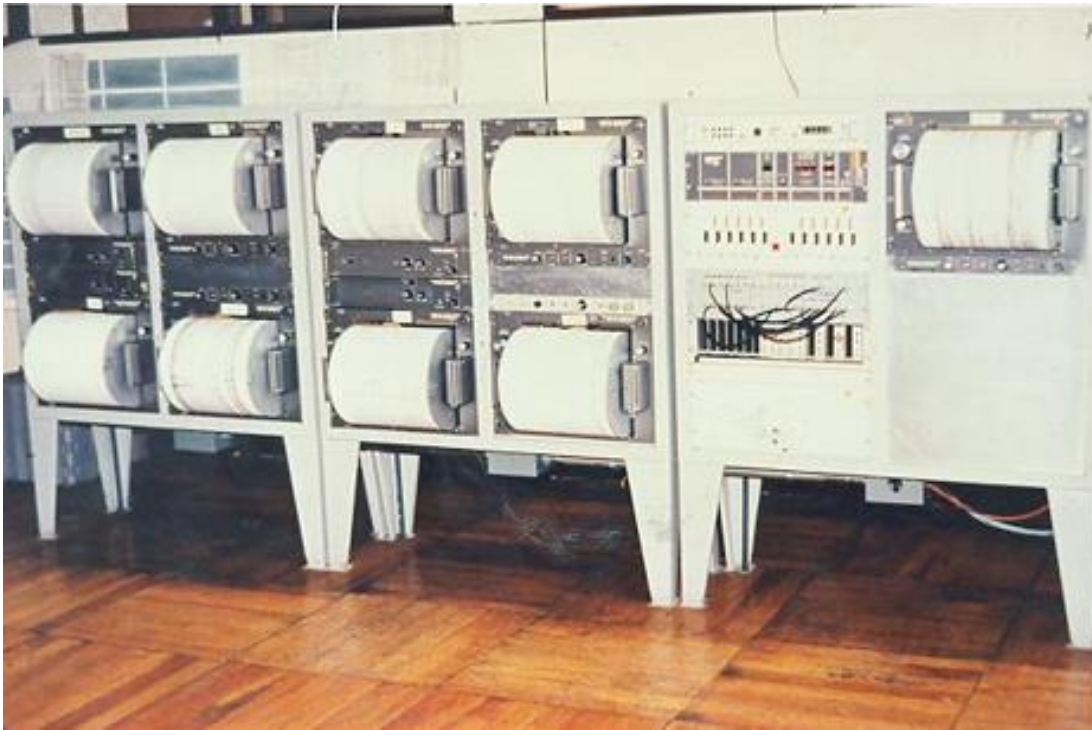


Fig. 7.11: Arriba, sala de registro sísmológico en la Sabana (ICE), donde se recibía la señal sísmológica del Arenal (estaciones Fortuna y Chiripa, alrededor de 1985); abajo, grupo de profesionales y técnicos de sísmología en el observatorio Chiripa en 1994.



Fig. 7.12: Arriba la construcción del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM) en 1996 y abajo, una vez concluido. Cerro Chiripa, Tilarán.

Varias tesis de licenciatura (Bravo, 1982; Mora, 1998), maestría (Güendel, 1978; Malavassi, 1979; Alvarado, 2003) y doctorado (Borgia, 1988; Mora, 2003; Berrocal, 2008, entre otras) nacieron de este laboratorio vulcanológico natural, donde se llegaron a aplicar nuevas técnicas de vigilancia, muchas de ellas cristalizando en varias centenas de publicaciones. El volcán Arenal, dada su facilidad de acceso a partir de 1990 y por su variedad de actividad eruptiva y de productos volcánicos, era visitado cada año por diversos estudiantes, profesionales y grupos organizados (Fig. 7.13) de diversas partes del mundo (particularmente EE.UU., Italia, Argentina, Jajón, España, México, etc.).

Los aportes vulcanológicos por ambos grupos (RSN:UCR-ICE y OVSICORI-UNA) continuarían con gran cantidad de publicaciones y datos de calidad, incluso más allá de que el Arenal entrara a dormir en el 2010. Uno de los últimos aportes y que corresponde con una excelente sinopsis de la actividad del Arenal, se puede consultar en Alvarado (2021) y en Mora et al. (2022), en buena parte basados en las investigaciones realizadas por el ICE por varia décadas y otros grupos nacionales y extranjeros.



Fig. 7.13: Taller internacional realizado en el Arenal en julio del 2009 por el Grupo GlobVolcano.

7.2. MONITOREO ACTUAL

De las principales técnicas de vigilancia volcánica moderna, se tienen las siguientes:

- a) La sismología y el infrasonido,
- b) La geoquímica de fluidos (principalmente gases y complementariamente aguas termominerales)
- c) La geodesia y sus métodos complementarios (GPS, InSAR, inclinómetros, distanciómetros, nivelación de precisión),
- d) Los estudios geofísicos diversos (gravimetría, resistividad eléctrica, magnetometría, magnetotelúrica),
- e) Sensores remotos (fotografías aéreas, sensores infrarrojos, webcams, imágenes de satélite, drones)
- f) termometría (temperatura con pirómetro óptico, termocuplas, termómetros, imágenes térmicas)
- g) La observación visual en el campo.
- h) La petrografía y petrología de las cenizas.

Estas tecnologías de punta, unidas a la historia eruptiva del volcán, ayudan a establecer las alertas 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 base 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. Las erupciones pequeñas, sobre todo en sistemas abiertos y dinámicos como fue el Arenal en su pasado período eruptivo, desde el punto de vista vulcanológico, resultan más difíciles de pronosticar y más aún de predecir, sin embargo, un gran avance se ha logrado en el caso de los volcanes Poás y Turrialba.

Por otra parte, el estudio de cambios en la composición y en el 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. Asimismo, 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 y equipos (Alvarado et al., 2014; Alvarado, 2021), entre los que hay que señalar como principales los siguientes (Cuadro 7.1 y en la Fig. 7.1 y 7.2):

7.2.1 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.

En sismología volcánica, existen particularmente tres de las señales que se utilizan para llevarle el pulso y el comportamiento a los volcanes son: las señales volcanotectónicas (VT), las señales de Largo Periodo (LP) y, por supuesto, las señales que producen las erupciones.

Los eventos VT son sismos que suelen ocurrir dentro del edificio volcánico y están relacionados con movimiento de los sistemas de fallas y la creación de fracturas asociadas con el movimiento de magma o fluidos hidrotermales.

Las señales LP están relacionadas con el movimiento de fluidos del sistema hidrotermal, pero sin general fracturas o movimiento de fallas. Por su parte, las erupciones son las señales asociadas con erupciones de tamaño variado, desde pequeñas exhalaciones hasta grandes erupciones, muchas veces con una señal explosiva clara.

El tornillo es un evento volcánico de baja frecuencia, importante como una eventual alerta de movimiento de magma. Finalmente, se tiene el ruido volcánico o tremor, que puede ser armónico y espasmódico (Fig. 7.1).

El ICE desde que se evidenció el potencial hidroeléctrico en lago Arenal, se interesó en instrumentar sismológicamente el volcán. Hoy día se cuenta con 8 estaciones sismológicas: 4 período corto y 1 de banda ancha, administradas por la RSN-ICE que se complementan con 3 del OVSICORI-UNA y un infrasonido.

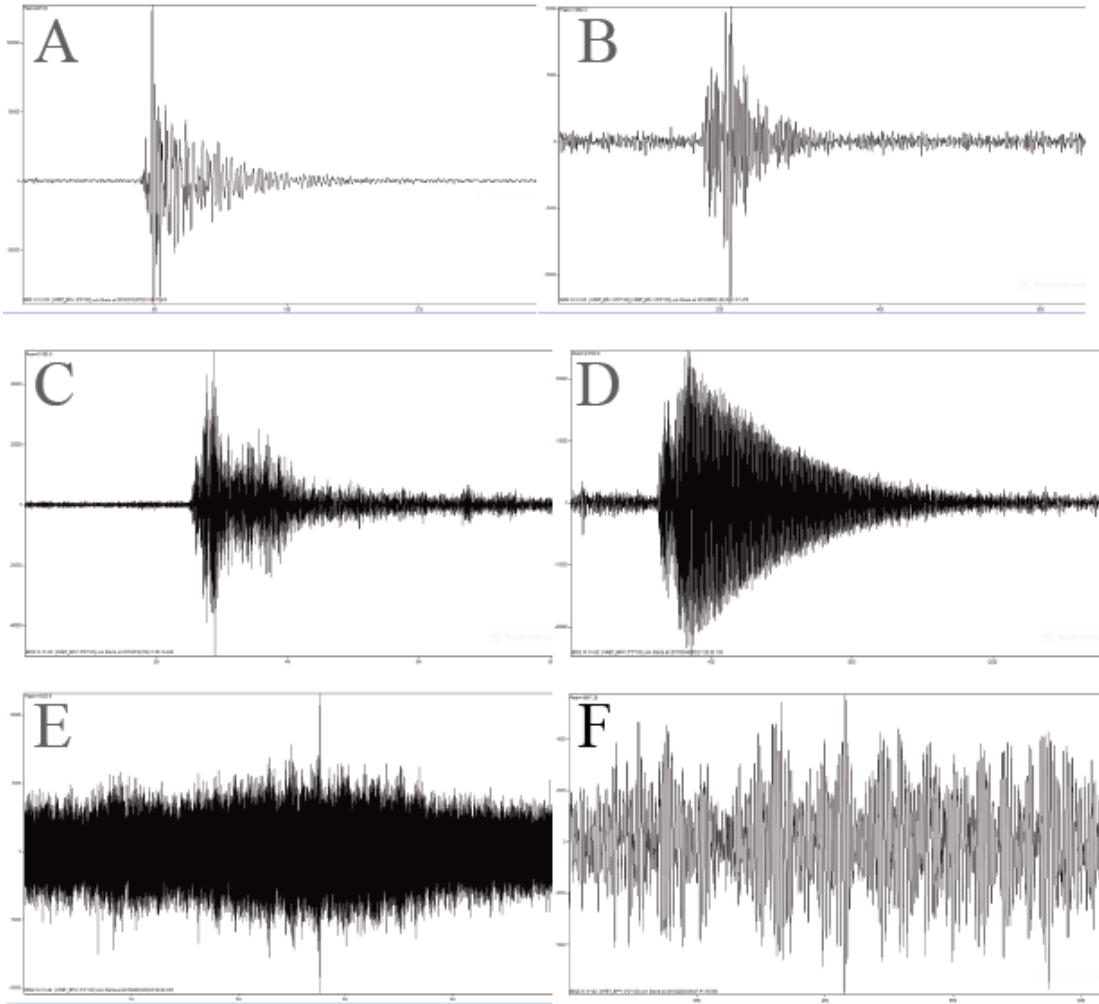


Fig. 7.1: Ejemplos de señales sísmicas del Arenal. A). Sismo volcánotectónico (VT o tipo A), B) Sismo de baja frecuencia o B, C) Explosión, D) Tornillo, E) Tremor armónico y F) Tremor espasmódico.

Files = C:\data_ARE1_LAB\20110607_1400z.sac, 20110607_1500z.sac

Number of samples in the analyzed window = 42876 Filter: Fmin = 0.50 Fmax = 45.00 Hz

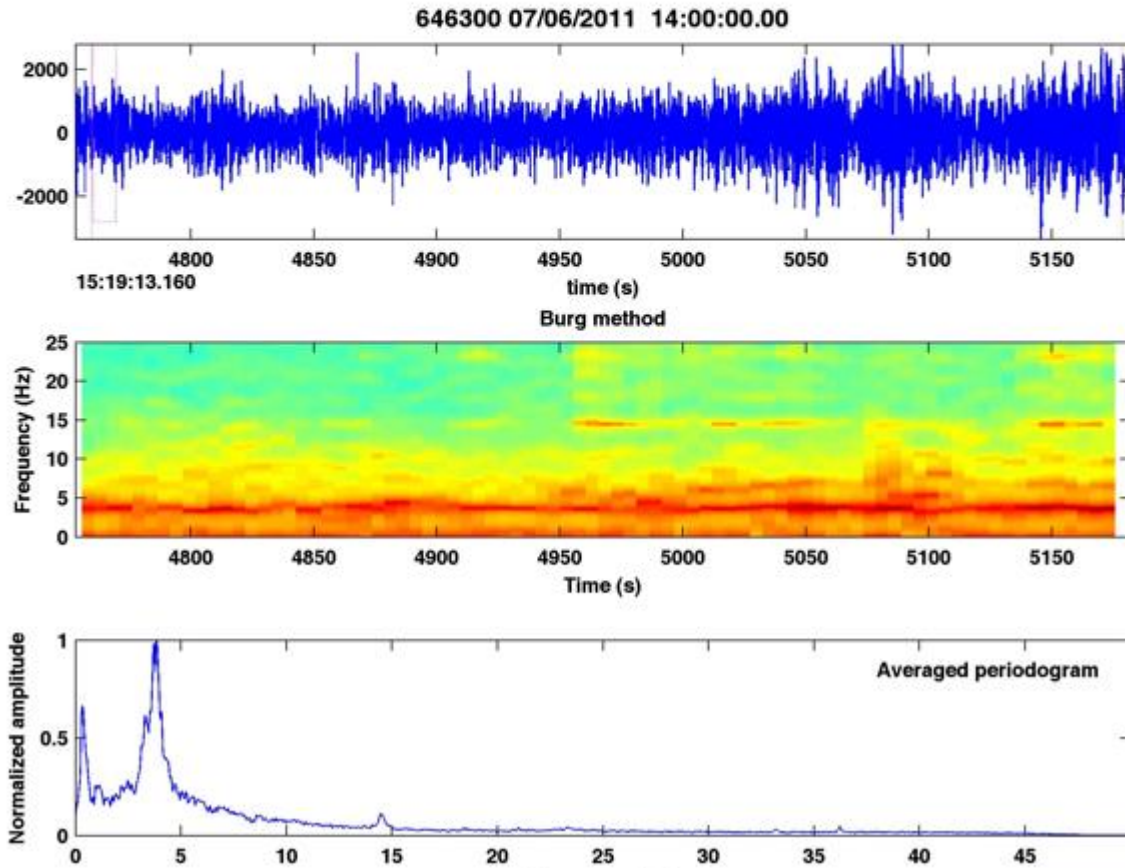
Sampling frequency = 100.0 Hz after resampling with factor 1

Time-Freq. Analysis : window = 1024 nfft = 1024 overlap = 512 number of poles = 40

Spectral Analysis :

Averaged periodogram. Window length = 1024 FFT length = 65536 Number of windows = 41

Maximum value of spectrum = 4.75e+006 Taper: Tukey cosine with taper ratio = 0.1



Files = C:\data_ARE1_LAB\20110608_2000z.sac, 20110608_2100z.sac

Number of samples in the analyzed window = 82326 Filter: Fmin = 0.50 Fmax = 15.00 Hz

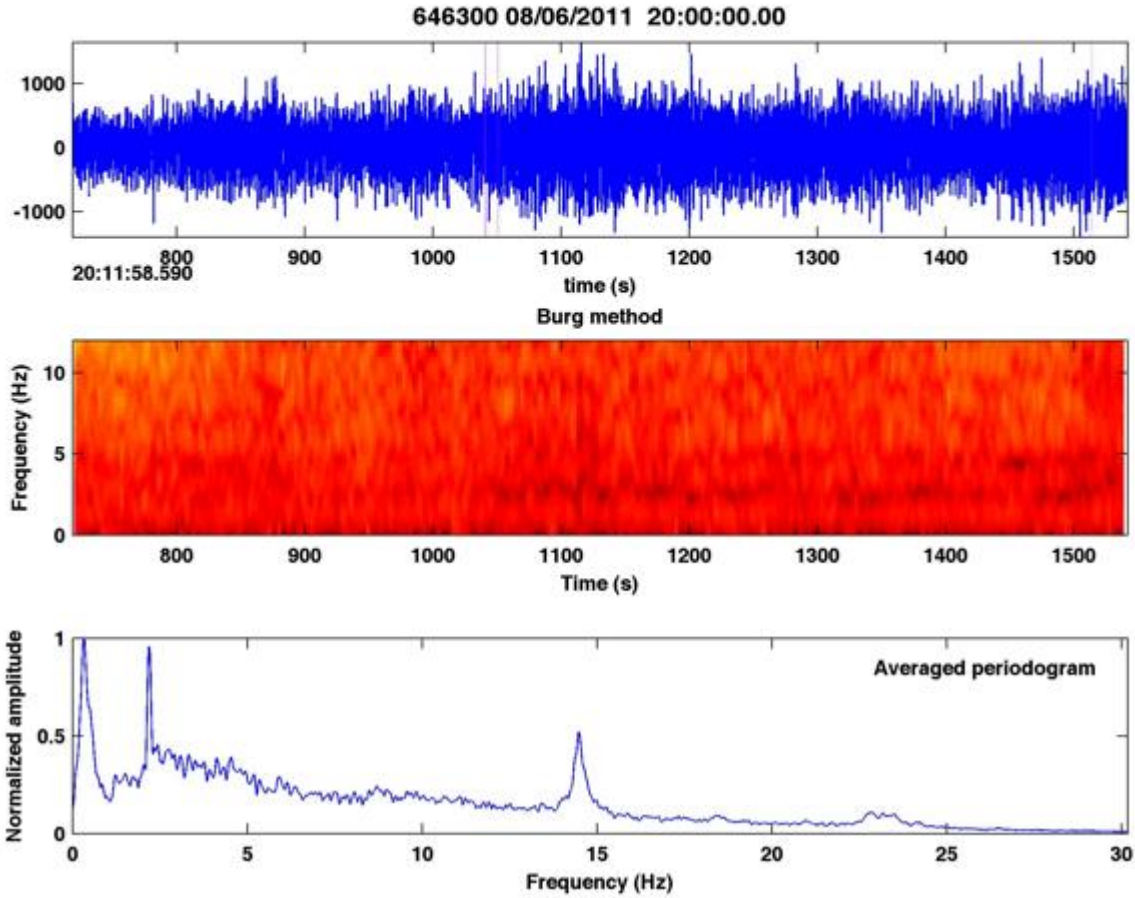
Sampling frequency = 100.0 Hz after resampling with factor 1

Time-Freq. Analysis : window = 512 nfft = 512 overlap = 256 number of poles = 40

Spectral Analysis :

Averaged periodogram. Window length = 1024 FFT length = 65536 Number of windows = 46

Maximum value of spectrum = 2.75e+006 Taper: Tukey cosine with taper ratio = 0.1



7.2.2 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 de si es el sistema hidrotermal o el magmático el que predomina en un determinado periodo de la historia del volcán.

En el 2022, el LAQAT-UNA ha iniciado con el proyecto de Vigilantes Volcánicos, en donde personas de la comunidad cercana a los volcanes serán capacitados sobre los peligros volcánicos y la forma realizar análisis rápidos de ceniza, agua y gases, para luego recolectar las muestras. El proyecto de “Vigilantes Volcánicos” está conformado por personas de la comunidad, representantes de hoteles y de restaurantes, quienes pueden realizar mediciones de ceniza y de gases, con materiales sencillos de utilizar. En la Fig. 7.2 se muestra una de las capacitaciones que se efectuó durante el 2021, para personeros de la Cruz Roja y de la comunidad de Poás y alrededores. Las charlas toman temas relevantes para la población, como lo son los peligros volcánicos, además, de una sección práctica para la construcción de cenizómetros con material reciclable. Los cenizómetros son instrumentos construidos para medir la cantidad de ceniza caída en un lugar y a la vez, recuperar la muestra para los análisis posteriores por parte del equipo científico.

A futuro, se espera que los vigilantes volcánicos de cada región estén empoderados con la zona y con un historial de mediciones de ceniza y de SO₂. Además, de mediciones en ríos donde se podría dar una afectación por la actividad volcánica, con mediciones de pH y de concentración de sulfatos y cloruros. En el video del enlace: <https://www.youtube.com/watch?v=L3fFGxmjEc&t=1699s>, se puede observar un resumen de lo que se busca con las comunidades, como una manera de Ciencia Ciudadana.

7.2.3 Geodesia volcánica

Permite detectar los desplazamientos de la corteza del volcán e inferir los parámetros de la fuente de estos movimientos. Antes de una erupción, el magma sube hacia la superficie y genera presión en la corteza, que se traduce en una deformación de la superficie terrestre la cual se puede medir con técnicas geodésicas. Si se utiliza las observaciones geodésicas de varios puntos se infiere, con modelos geofísicos, el volumen, la posición y profundidad del magma y el potencial de la erupción. Para ellos se usan varias técnicas que difieren en su precisión, su resolución espacial y temporal. El sistema global de navegación por satélite (GNSS por su sigla en inglés) usan los satélites de diferentes redes, por ejemplo, el sistema de los EE. UU. GPS (*Global Positioning Satellite*: GPS) para localizar con precisión milimétrica un punto sobre la superficie de la Tierra en las componentes E-W, N-S y vertical (3D). Cuando se mide este punto en diferentes épocas, se puede generar una serie de tiempo y determinar si existe o no un movimiento. La interferometría de radar de apertura sintética (conocida por su abreviación en inglés como InSAR) es una técnica que detecta cambio de

distancia entre la superficie terrestre y el sensor instalado sobre un satélite. La precisión del InSAR es del orden del centímetro, aunque es una técnica que permite determinar una superficie de deformación que complementa el receptor geodésico GNSS (receptor multibanda que involucra GPS, GLONASS, BeiDou, Galileo).

Los distanciómetros son equipos topográficos basados en ondas electromagnética 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. Más recientemente, se usan imágenes satelitales, así como imágenes basadas en vehículo aéreo no tripulado (drone o UAV: *Unmanned Aerial Vehicle*) para detectar cambios morfológicos debido a una acumulación de material volcánico como cenizas y coladas de lava, así como detectar la inestabilidad de los flancos del volcán.

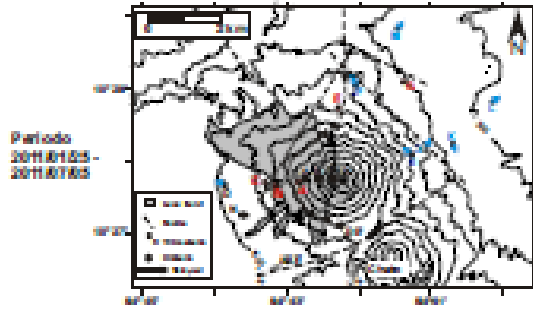
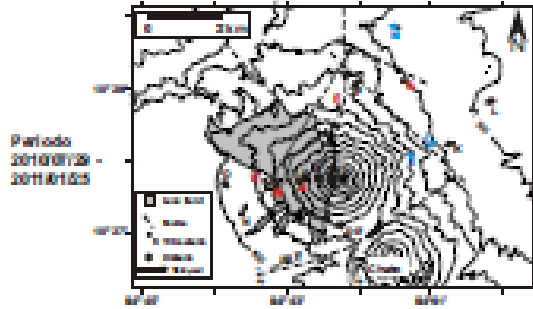
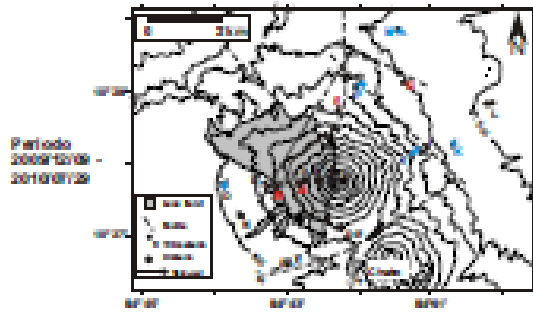
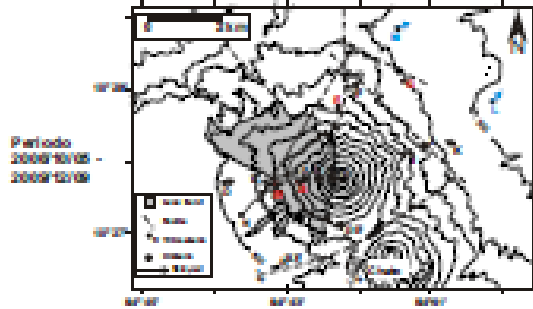
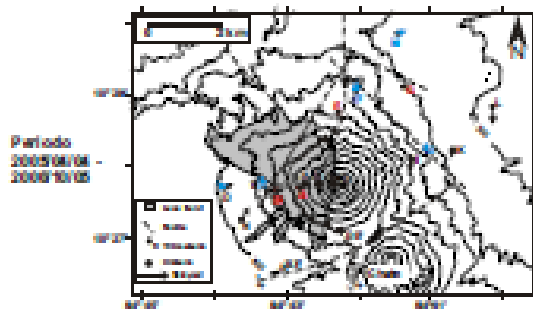
El OVSICORI-UNA opera una red de GPS alrededor del Arenal para observar la deformación cortical.

7.2.4 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.

7.2.5 Sensores remotos

Mediante cámaras visibles y termográficas infrarrojas, de medición remota y en tiempo cuasireal, se pueden tener imágenes visibles y de temperaturas. Permite mapear zonas con flujo difuso de calor y fluidos, así como los cambios en el área: migración de un campo de fumarolas, variaciones en un lago volcánico por fumarolas subacuáticas, así como deslizamientos en edificios volcánicos (fotogrametría). El OVSICORI-UNA tenía una cámara Web pero por una descarga eléctrica se quemó y la RSN: UCR-ICE posee una también observar las plumas de vapor/gas cada vez que las condiciones del clima lo permiten, pero ha estado fuera de operación, aunque se espera su reparación a corto plazo.



Inflación

Deflación

Tide meter out of service

INFORMACION TIPO

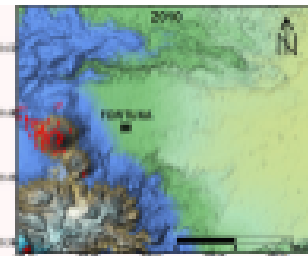
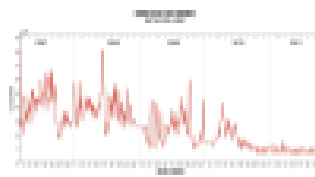
Periodo
2005/04/04 -
2009/10/05 - Inflación lado NE?

Periodo
2009/10/05 -
2009/12/09 - Deflación lado NW-centro

Periodo
2009/12/09 -
2010/07/29 - Tensas inflación lado NE?

Periodo
2010/07/29 -
2011/01/25 - Deflación lado NW

Periodo
2011/01/25 -
2011/07/05 - Inflación lado NE?



2011

Cuadro 7.1: Tipos de vigilancia volcánica en el Arenal.

Tipo de vigilancia	Tipo de instrumentación	Frecuencia del control	Institución
Sismológica	estaciones sismológicas: 2 OVSICORI-UNA, 4 período corto RSN-ICE y 1 RSN-ICE banda ancha, 1 infrasonido (OVSICORI-UNA)	Diaria	OVSICORI-UNA y RSN (UCR-ICE)
Geoquímica de aguas	Varias nacientes termales	c/ 3-6 meses	OVSICORI-UNA/Laboratorio de Química de la Atmósfera, UNA
Geodesia y deformación InSAR	3 sensores permanentes GNSS por parte OVSICORI	Diaria	OVSICORI-UNA
Geoquímica de la atmósfera	Perfiles DOAS en la base, a veces en la cima. Mediciones cada año de concentración de gases en la cima	Semestral/anual	OVSICORI-UNA
Control visual	1 cámaras de vigilancia webcan (1 RSN: UCR)	Diaria	RSN: UCR
Control visitas al campo	Dron y cámaras fotográficas,	Variable	OVSICORI-UNA/ Laboratorio de Química de la Atmósfera, UNA, CNE

8. ASPECTOS SOBRE LA GESTIÓN DEL RIESGO

La *gestión del riesgo*, según la Ley Nacional de Emergencia y Prevención del Riesgo N.º 8488 (artículo 4), se entiende como “*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 un 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 los riesgos. Por lo tanto, la gestión del riesgo debe ser ampliamente practicada por los entes gubernamentales y privados, así como por la sociedad civil y grupos organizados, con la finalidad de minimizar el riesgo a la hora de la toma de decisiones en los proyectos de inversión, bien social, planificación, así como en los procesos de continuidad de negocios. La gestión de riesgos es un tema central para el planeamiento territorial, así como en las líneas y obras vitales (ISDR, 2009). Así, este puede ser efectivamente reducido por medio de una gestión adecuada, que involucre una serie de medidas para reducir la vulnerabilidad (preparación, educación, información).

Durante los períodos en los cuales los volcanes están tranquilos o con poca actividad, 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 preparación y actualización de los planes de contingencia y de emergencia, así como simulacros de evacuación. En cambio, durante los períodos de inquietud volcánica o actividad eruptiva persistente o de importancia, se deben activar los protocolos de emergencia, estrechar la colaboración entre entidades públicas e instituciones científicas y el público en general. Finalmente, posterior al evento, se debe aprender de las lecciones, retornar a la normalidad y reconstruir la economía, la seguridad social y psicológica, así como establecer las áreas que no deben de habitarse (Sparks et al., 2013).

A continuación, se presentan algunos aspectos, consideraciones, acciones actuales y recomendaciones a corto plazo sobre la gestión del riesgo volcánico, que aplican entorno al manejo en el volcán Arenal.

8.1 EVALUACIÓN DEL ESTADO DE CONOCIMIENTO DEL VOLCÁN

El riesgo que representa un volcán está directamente relacionado con la población y la infraestructura, ya que ambos pueden verse afectados. Pero a su vez, la peligrosidad depende de la frecuencia, alcance y tipo de eventos. Por lo anterior, cada volcán requiere de una evaluación del estado de conocimiento de las investigaciones y de su monitoreo, con el fin de planear estrategias para mejoras en ambos.

Un primer estudio cuantitativo relativo de este tipo fue realizado durante la primera década del siglo XXI, para comparar el estado de conocimiento vulcanológico (mapas y estudios geológicos, geomorfológicos, perforaciones, dataciones radiométricas, tefrostratigrafía, petrografía, geoquímica y mapas de peligros volcánicos) de los volcanes de América Central. Allí, el volcán Arenal se ubicó con un nivel de conocimiento bastante bueno con el puntaje más alto en ese entonces para los volcanes de América Central, de una lista de 70 centros eruptivos analizados. Sin embargo, se aclara que pese a tener un nivel de conocimiento aceptable, posee un índice de peligrosidad volcánica elevada de grado 14, de un máximo de 17 puntos (basado en Yokoyama et al., 1984), al tanto que la población bajo peligro (moderado hasta bajo) cerca del volcán se estimó en ese entonces era de 10 000 personas y los sistemas de vigilancia eran apenas los básicos (Alvarado et al., 2007).

En el 2019, vulcanólogos y geólogos del OVSICORI-UNA, RSN: UCR-ICE y CNE, se reunieron para aplicar la metodología de “Gap análisis” (*sensu* Ewert, 2007), cuyo objetivo era el evaluar de manera sistemática el potencial del riesgo de los volcanes de Costa Rica con el fin de priorizar e identificar las necesidades de monitoreo, investigación y mitigación. El análisis consistió en atribuir un puntaje a cada volcán al considerar su potencial de peligro (tipo eruptivo, intensidad de las erupciones pasadas, recurrencia, productos emitidos y presencia de actividad a la fecha), así como la vulnerabilidad alrededor (número de habitantes en un radio determinado o sobre depósitos recientes, presencia de infraestructuras importantes para el país, actividades turísticas, tráfico aéreo, etc.). La definición de los parámetros, así como el puntaje está en la metodología establecida por Ewert (2007). Los resultados fueron presentados en forma tabulada y resumida en un informe interno. Así, dentro de dicho estudio se cuantificó el riesgo relativo que representa el volcán y se comparó esta situación con la red de monitoreo vigente a finales del 2019. En esta metodología, la amenaza volcánica es la suma del puntaje de todos los peligros volcánicos (actividad histórica y registros geológicos) más el estado de actividad (sismicidad, deformación, desgasificación). La vulnerabilidad es la suma del puntaje de todas las vulnerabilidades estimadas basado en la citada metodología, mientras que el riesgo es el producto de la amenaza por la vulnerabilidad. La amenaza aérea, por su parte, es un subresultado que se calcula así: $(VEI_{max} + VEI3 + VEI4 + recurrencia) \times (aeropuertos)$. Finalmente, el nivel de actividad es un sub-resultado de la actividad sísmica + deformación + manifestación de desgasificación (Fig. 8.1). En dicho trabajo se estiman unas 216 700 personas en un radio de 30 km del cráter del volcán y una afluencia de unos 1000 turistas diarios al PNV Arenal. Del análisis se desprende que el Arenal posee un nivel de amenaza volcánica igual al del Poás e Irazú, ligeramente superado por el volcán Turrialba, pero el segundo lugar en el nivel de

riesgo volcánico (volcán de muy alto riesgo), tan solo superado por el Irazú (Alvarado et al., 2020).

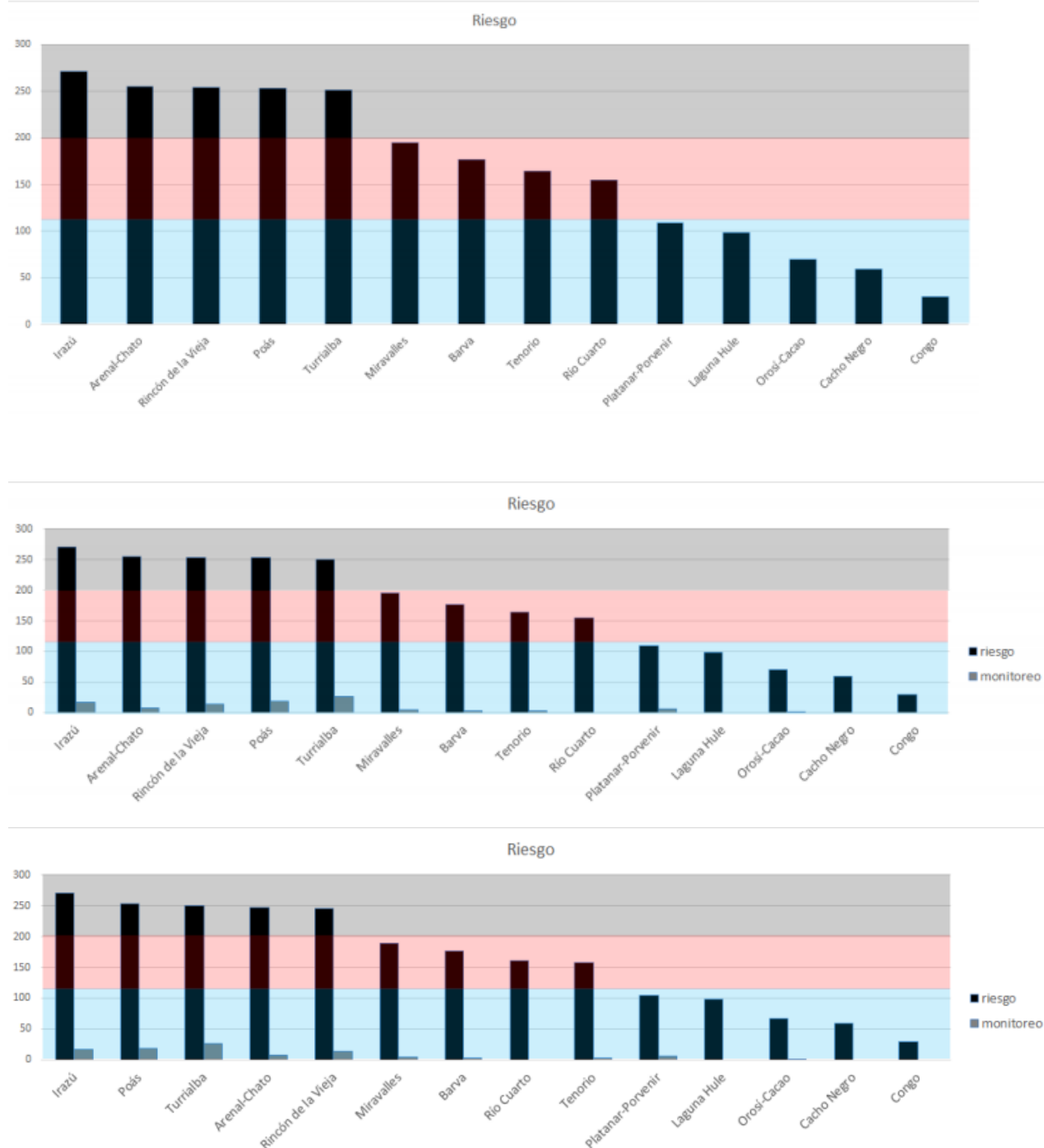


Fig. 8.1: Resultado de la evaluación de la ponderación del riesgo denominado Gap análisis (Alvarado et al., 2020): a) Arriba el nivel de riesgo de los volcanes de Costa Rica, b) intermedio, nivel de riesgo de los volcanes de Costa Rica con el número total de equipos de monitoreo (OVSICORI + RSN) y, c) Nivel de actividad de los volcanes de Costa Rica, donde se da menos puntaje a los volcanes lejos del GAM.

Nieto-Torres et al. (2021) y Guimarães et al. (2021) establecieron una nueva metodología de posicionamiento del peligro y riesgo volcánico, aplicado a Latinoamérica, basado una serie de parámetros para estimar e integrar el peligro volcánico, la exposición y la vulnerabilidad como factores que incrementan el riesgo y la resiliencia que lo reduce. Allí analizan 123 volcanes en Latinoamérica (Cuadro 8.1). Dentro de ellas, los volcanes Irazú y Rincón de la Vieja se posicionan dentro de los 10 más peligrosos, mientras que en términos de exposición el Irazú está dentro de los 15 más altos. Pero si se analiza en términos de vulnerabilidad (ausencia de información, carencia de infraestructura crítica, vulnerabilidad social, etc.), los volcanes costarricenses analizados se ubican dentro un rango muy similar y con una vulnerabilidad dentro de las más bajas a nivel Latinoamericano, superados tan solo por varios volcanes ubicados en lugares deshabitados. De modo similar, la mayoría de estos volcanes (con excepción del Miravalles) se encuentran dentro de los 12 más resilientes a nivel Latinoamericano, al contar con sistemas de vigilancia en tiempo real, estrategias de educación, ejercicios de simulación, planes de emergencia y contingencia. Si se analiza el riesgo como el producto de $P \times E \times V$, al tener nuestros volcanes una vulnerabilidad baja, entonces el riesgo da bastante bajo, tan solo el Irazú se ubica dentro de los 40 volcanes más peligrosos. Pero si se incluye la resiliencia, que baja el riesgo notoriamente, el Arenal, Irazú y Poás están dentro de los 6 volcanes a nivel Latinoamericano con el posicionamiento mayor en las estrategias de reducción del riesgo y todos los volcanes costarricenses analizados dieron un riesgo bastante bajo (Cuadro 8.1).

Tal y como se dijo varias páginas atrás, Guimarães et al. (2021) enfatizan que, dentro de las medidas para reducir la vulnerabilidad e incrementar la resiliencia, se deben promover accesibilidad a infraestructura vital y redundancia, llevar a cabo estudios de peligrosidad y riesgo, implementar sistemas de alerta temprana (SAT), desarrollar planes de emergencia y promover actividades educativas. Todo lo anterior, en especial la actualización de los estudios de amenaza volcánica, educación (conferencias, capacitación a guías turísticos y guardaparques, rotulación informativa y preventiva) se han estado realizando de modo frecuente e intenso en el PNV Arenal y particularmente en La Fortuna, por parte de la CNE, UNA e ICE desde hace dos décadas. Estas actividades, muchas de ellas no contempladas en el trabajo de Guimarães et al. (2021), sin duda darían valores aún más favorables en la evaluación de la vulnerabilidad y la resiliencia y, por ende, en la ponderación del riesgo.

Cuadro 8.1: Ponderación de la peligrosidad, grado de exposición, vulnerabilidad, resiliencia y riesgo volcánico según el análisis realizado por Guimarães et al. (2021) para 123 volcanes Latinoamericanos.

Volcán	Peligrosidad (P)	Exposición (E)	Vulnerabilidad (V)	Resiliencia (R)	$P \times E \times V$	Riesgo: $\frac{P \times E \times V}{R}$
Rincón de la Vieja	10	76	110	11	81	108
Miravalles	113	57	101	83	103	93
Arenal	32	23	103	1	51	104
Poás	82	39	109	5	94	113
Irazú	4	15	107	6	33	88
Turrialba	23	61	102	10	64	99

Por su parte, para Tierz (2020), considera se debe de analizar la información de la que se dispone para determinar la viabilidad y limitantes en los estudios de peligro volcánico. Se establecen 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 volcán Arenal se tiene una buena base de información geológica, vulcanológica y de los peligros volcánicos. Sin embargo, pocos estudios de han realizado en la tefrostratigrafía de los flancos inmediatos del volcán o sobre la geocronología los productos eruptivos previos a 1000 años a. C., incluyendo un número adecuado de dataciones de radiocarbono, para una mejor evaluación de la edad de los eventos eruptivos, así como los períodos de recurrencia.

Trazabilidad de datos: Consiste en la 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, así que desde ese punto de vista se puede considerar que se tiene una buena trazabilidad de los datos primarios. Además, se puede ver cómo han ido evolucionando las ideas sobre el peligro volcánico, los mapas, las metodologías utilizadas y el grado de detalle en los diversos estudios acá citados.

Accesibilidad y disponibilidad de datos: Se refiere a la 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 una sinopsis actualizada 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-UNA, RSN: UCR-ICE, municipalidades, además de otras entidades universitarias y bibliotecas. En el caso de no estar fácilmente accesible, justo la idea del presente informe es dejar constancia de dicha información para un público amplio. Además, se reinterpretaron datos previos y se contextualizaron a la luz de los paradigmas actuales.

Si se desea obtener más información, se recomienda consultar los siguientes sitios:

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

https://www.cne.go.cr/reduccion_riesgo/tipo_amenazas/vulcanismo.aspx

<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>

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

<https://www.quimica.una.ac.cr/index.php/inicio-laqat>

<https://volcanichazardmaps.org/country/>

Sin embargo, uno de los problemas que se resaltan a nivel nacional es que existen bases de datos e informes importantes y valiosos, e incluso muy costosos, para crear o fundamentar estudios que ayuden a disminuir la vulnerabilidad ante los desastres, pero estos se encuentran diseminados, aislados, duplicados, no validados y hasta utilizados de forma exclusiva por instituciones u organizaciones. Muchas veces se invierte un alto costo en generar información, aunque solo una parte se utiliza. La creación de un centro nacional de información es una necesidad real, no solo para encaminar los esfuerzos de integración y para lograr un mejor aprovechamiento de la información geoespacial y las importantes inversiones en recursos, sino que es necesario para el fomento de la investigación, innovación y desarrollo, además de darle continuidad a los proyectos (Adamson y Castillo, 2012; Gómez, 2012; Pujol, 2012). Ello motivaría a generar información geológica e hidrometeorológica (entre otras amenazas) oportuna y con escalas apropiadas. No se trata solo de un SIG o de un conjunto de datos o capas de estos, se debe de pensar en una infraestructura de información, con base en protocolos de uso y adquisición de equipos dentro de un plan nacional y de esfuerzo sostenido, que integre tecnologías de manera coherente y en función de necesidades concretas del país y las instituciones. De preferencia debería de estar en la academia o que se nutra de la investigación de académicos bajo un enfoque transdisciplinario (Adamson y Castillo, 2012; Gómez, 2012; Pujol, 2012).

Dado que, la vulnerabilidad de la infraestructura de las líneas vitales existe y es distinta y específica en cada caso (red vial, energía, telecomunicaciones, acueductos, oleoductos, plantas geotérmicas, etc.), donde además hay interdependencia e interacción, lo recomendable es que cada institución realice una evaluación propia en los aspectos físico, funcional e institucional. Como aspectos relevantes de la evaluación de la vulnerabilidad física y del personal, se deben identificar las obras o componentes vulnerables y los niveles de riesgo que presentan en caso de ocurrencia de eventos, para establecer las prioridades de atención. Se puede enmarcar dentro de un *plan de continuidad del negocio* y dentro de un *análisis de riesgos institucionales* contemplado dentro del Sistema Específico de Valoración del Riesgo Institucional (SEVRI), dado que, actualmente lo requiere la ley. Ello es fundamental para evaluar la vulnerabilidad funcional del sistema y así identificar debilidades tales como la dependencia y la falta de redundancia. La vulnerabilidad institucional suele estar asociada con la falta o ausencia de políticas, estrategias y planes de acción en caso de eventos adversos. El éxito de la atención de emergencias en una infraestructura, sistema o institución se basa en la existencia de planes de acción y contingencia, que se apliquen eficaz y eficientemente cuando se presenten los eventos. Para ello, se deben de realizar capacitaciones del recurso humano y simulacros con cierta frecuencia, donde se deben tomar en cuenta los requisitos de seguridad y salud ocupacional (Vargas, 2012).

Otro de los problemas es que los daños en infraestructura y servicios son superficialmente calculados, aunque raras veces son apropiadamente cuantificados, esto se asocia con los pocos recursos -e incluso interés-, dedicados al levantamiento de información durante eventos adversos menores o pos-emergencias. No existe un protocolo para instrumentalizar el seguimiento y la sistematización de la información estadística relacionada con eventos menores, emergencias y desastres, lo que llega a afectar, en cierto modo, la capacidad de prevención ante desastres y la relación de costo/beneficio al no contar con la información (Gómez, 2012). Los eventos volcánicos, aunque representan un porcentaje muy bajo de las pérdidas y los desastres a nivel nacional (quizás menos del 1 % de la afectación social y económica), no dejan de contar con información muy incompleta e irregular, al punto que ni siquiera el número de muertes es oficial (Aguilar y Alvarado, 2014; Abarca y Alvarado, 2017).

8.2 RIESGO EXTENSIVO Y RIESGO INTENSIVO

A partir de 1990, la actividad turística en la zona creció de forma acelerada y sin planificación alguna, y no fue hasta 1999 mediante la Ley de Reorganización de la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, la que posibilitaba la restricción de los usos del suelo en zonas de alto riesgo. Sin embargo, el crecimiento poblacional y urbanístico de la zona no se ha frenado, pero se logró normar el mínimo necesario para garantizar que la seguridad del turista ante los peligros volcánicos fuera tomada en cuenta (Berrocal, 2008). Según el Instituto Nacional de Estadística y Censos (INEC) para el 2007, la población en el distrito de La Fortuna de San Carlos era de 11 943 personas pero que, además, existe un flujo de turistas que llegan a la zona y que además se mueven alrededor del volcán de más 230 mil turistas anuales (Berrocal, 2008). Por esta razón, la CNE desarrolló una serie de medidas, debidamente reglamentadas como “Uso de suelos en los alrededores del Volcán Arenal”, y las “Restricciones para el uso del suelo en los

alrededores del Volcán Arenal”, desde el 11 de enero del 2001. En dichos documentos se establecen las áreas de mayor amenaza con base en las condiciones del riesgo y los usos históricos del suelo en la región desde antes que se iniciara el actual periodo eruptivo (Soto & Sjöbohm, 2006).

Dentro de todo lo dicho, se debe de considerar, entonces, el **riesgo extenso o extensivo**, que corresponde con eventos o desastres de baja gravedad o intensidad y alta recurrencia o frecuencia (persistentes), principalmente, aunque no exclusivamente, asociados con peligros muy localizados, los cuales tienen gran impacto en las personas (USAID, 2019). En el caso del Arenal podría corresponder con erupciones menores que puedan afectar los puentes en el flanco N y occidental, el negocio del turismo y ciertos efectos en el embalse de Arenal. Los factores de riesgo subyacentes, como la actividad monoespecífica del turismo, también pueden afectar severamente la economía.

Sin embargo, dentro del sistema actual, por lo general el costo de las pérdidas por eventos pequeños y recurrentes generalmente no se contabilizan. Estas suelen ser absorbidas por las personas afectadas, atribuyéndolas a la pobreza en el proceso. Mientras que Costa Rica no se preocupe o no cuente con las herramientas desarrolladas para calcular su costo, es poco probable que pueda justificar planificación, prevención e inversiones significativas en la gestión del riesgo en el presupuesto nacional. La determinación de las pérdidas de eventos frecuentes por sí solo no es suficiente para reducir el riesgo; también se debe identificar y abordar los factores que hacen que las personas sean vulnerables y estén expuestas a ciertos peligros en primera instancia.

El **riesgo intensivo o riesgo de desastre intensivo** se utiliza para describir el riesgo asociado a eventos o desastres de alta gravedad o intensidad, de frecuencia media a baja, principalmente asociados con peligros mayores; suele ser característico de las zonas densamente pobladas (urbanas), que no solo están expuestas a amenazas importantes, sino que también presentan altos niveles de vulnerabilidad, muchas veces relacionada con la pobreza (UNDRR, 2009, 2015, 2017; USAID, 2019).

Para la identificación de registros del denominado riesgo intensivo y riesgo extensivo, se utilizó el umbral de pérdidas para América Latina definido de la Oficina de las Naciones Unidas para la reducción del riesgo de desastres (UNISDR, 2015): las *manifestaciones intensivas del riesgo* corresponden a aquellos registros con 25 o más pérdidas de vidas o 300 o más viviendas destruidas, o ambas. Las *manifestaciones extensivas del riesgo* corresponden a aquellos registros con valores menores a los umbrales citados.

Este tipo de riesgo se visualiza si se repitiera una erupción como la que aconteció en el año 1968 o más grande con la generación de flujos piroclásticos y lahares, o bien, que se genere una erupción de tal magnitud que afecte severamente a las casas en los alrededores del volcán. Al tener la población de La Fortuna gran incidencia económica dentro del turismo nacional (primera o segundo ingreso en divisas), y al estar las obras del complejo hidroeléctrico Arenal-Corobicí-Manuel Dengo, donde aproximadamente el 40 % de la energía del país depende de dichas obras, claramente, cualquier próxima erupción del Arenal, de cierta magnitud ($VEI \geq 3$) va a tener una repercusión a nivel nacional. Si la erupción fuese de grado VEI 3 o 4, los efectos adversos serán notorios sobre los flancos W y SW (claramente

puede afectar otros flancos si la dirección del viento es diferente, así como la altura de la erupción). Los poblados y ciudades estarán propensos a problemas en la salud por la persistente inhalación y exposición a las partículas de ceniza y gases, presentándose con seguridad problemas respiratorios, oculares, cutáneos y gastrointestinales. Se dará una afectación a los medios primarios de vida como la agricultura, la ganadería, el turismo y la pequeña y gran industria (hoteles, restaurantes, sodas). Ello conllevará a la falta de recursos económicos de las familias por pérdidas de sus trabajos y para la compra de alimentos y transporte de su ganado a sitios seguros.

Dentro del contexto de la UNDRR existen diferentes factores subyacentes que caracterizan el riesgo, dos de ellos presentes en los flancos del Arenal, a saber: a) Desarrollo urbano mal planificado y gestionado y b) Medios de vida rurales vulnerables. Pero precisamente porque el riesgo se construye a través de impulsores relacionados con el desarrollo, en teoría podría ser manejable y evitable con inversiones adecuadas en su reducción, así pues, la evidencia sugiere que las ciudades con mejores recursos y mejor gobernadas, pueden mitigar mejor su riesgo (UNDRR, 2009, 2015, 2017).

Otro aspecto para considerar es que el valor de las actividades socioeconómicas e industriales, en áreas propensas a amenazas por caída de ceniza y lahares en los diversos ríos que nacen en los flancos del Arenal han crecido (ante el aumento de viviendas, caminos, obras de canalización, cultivos y otros), lo que genera un aumento en el riesgo intensivo. Esto significa que, si bien los seguros u otras opciones de instrumentos de transferencia de riesgos deben ser parte de la estrategia de gestión financiera de riesgos de un gobierno, solo son parte de la solución. Pero las poblaciones en condición de pobreza extrema están excluidas del mercado de los seguros y solo puede recibir protección si el Estado tiene políticas y recursos asignados para el efecto (USAID, 2019).

En el 2004 se realizó, por parte del Comité Local de Emergencias anterior al actual, un Plan de Emergencia el cual se formuló considerando la existencia de diversos eventos naturales que generaron en el pasado situaciones de emergencia (Pujol y Valentinuzzi, 2006). Sin embargo, dicho plan no se ha vuelto a actualizar.

Cuadro 8.2: Efectos potenciales de un nuevo evento eruptivo importante o actividad persistente, que van a generar amenazas múltiples (complejas) y secuenciales, que deben evaluarse y analizarse en el marco de un riesgo intensivo y extensivo.

Amenaza	Efectos directos potenciales	Efectos indirectos potenciales	Instituciones involucradas
Caída de ceniza	Efectos en la salud de las personas, cultivos dañados, cierre técnico de fincas ganaderas y de cultivos (particularmente naranjales), cierre del PNV Arenal, afectación en el suministro de electricidad y de agua. Destrucción del bosque. Depreciación del terreno. Cierres del tránsito aéreo en el aeropuerto de Liberia. Destinar fondos previstos para otras actividades para atender la emergencia.	Afectación del turismo por cierre del tránsito aéreo y cancelación de reservaciones. Aumento de la visitación hospitalaria. Cierre de empresas e incremento del desempleo. Pérdida en la calidad de vida. Ausentismo al trabajo y la educación.	SINAC, ICE, MEP, ITC, municipalidades, educación primaria y secundaria, empresas públicas y privadas.
Caída balística	Turismo ilegal.	Exposición a los rescatistas.	SINAC, OVSICORI-UNA, RSN: UCR-ICE, ICE
Lahares	Destrucción de puentes, carreteras con posibles muertes. Destinar fondos previstos para otras actividades a atender la emergencia.	Aumento de la brecha socioeconómica y del desempleo.	MOPT, CONAVI, LANNAME, CNE, ICE, Municipalidades.
Flujos y oleadas piroclásticas	Destrucción y muerte. Destrucción de bosques y depreciación del terreno.	Exposición a los rescatistas y a los centros poblados y turísticos cercanos.	SINAC, ICE, SENASA, MEP, ITC, municipalidades, empresas públicas y privadas.
Gases y lluvia ácida	Efectos en la salud de las personas, cultivos dañados. Destrucción de bosques. Corrosión de infraestructura.	Aumento de la brecha socioeconómica y del desempleo.	SINAC, ICE, SENASA, MEP, ITC, empresas públicas y privadas.
Deslizamientos	Represamientos temporales de ríos, afectación del bosque y cultivos.		SINAC, ICE, municipalidades, empresas públicas y privadas.

8.3 PROTECCIÓN DE LA INFRAESTRUCTURA Y LOS SERVICIOS: SOSTENIBILIDAD Y SEGUROS

Costa Rica ha tenido avances en la delimitación de criterios con los cuales disponer medidas para la protección de la infraestructura. Esto se reconoce en esfuerzos anteriores a la formulación de la Política, con normas como los códigos constructivos que ha permitido la reducción de las pérdidas y, con ello, el riesgo de desastres. No obstante, en el contexto reciente, las acciones del Estado, incluido el aporte de organismos como los colegios profesionales, tales como el Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos y el Colegio de Geólogos, tienen a la base un claro enfoque de gestión de riesgo y la intencionalidad de reducir la vulnerabilidad de la infraestructura pública. Los lineamientos de las metodologías para proyectos de inversión pública creados por MIDEPLAN y los “Lineamientos generales para la incorporación de las medidas de resiliencia en infraestructura pública” emitidos bajo el Decreto N.º 42465- MOPT-MINAE-MIVAH, son muestra de nuevos esfuerzos que se realizan al respecto. Las instituciones a cargo de servicios públicos de interés crítico ya incluyen dentro del ciclo de vida de los proyectos de infraestructura la evaluación del riesgo (CNE, 2021).

Dentro de este marco, resulta interesante el mencionar que en el caso del Instituto Nacional de Seguros (INS), el seguro de incendio Comercial e Industrial tiene la siguiente cobertura:

Cobertura D: Convulsiones de la Naturaleza.

Quedan comprendidas dentro del alcance de esta cobertura, los daños derivados de:

- 1. Temblor y terremoto y el incendio derivado de los mismos.*
- 2. Erupción volcánica, maremoto, fuego subterráneo y el incendio derivado de los mismos.*

Pero se excluye (incorporado en las exclusiones) lo siguiente:

3) Pérdidas derivadas de la acumulación de arena o ceniza volcánica producto de la caída continua de estos elementos.

Otro seguro del INS para casas de habitación, apartamentos y condominios, se llama Hogar Comprensivo y cubre todo lo relativo a daños producidos por erupciones volcánicas en la siguiente cobertura D, muy similar a la anterior.

Como se desprende de lo anterior, solo la caída de cenizas no está cubierta por los seguros del INS, pero sí abarca todos los demás peligros volcánicos.

La protección de la infraestructura tiene vínculo con los conceptos de protección financiera, al reconocer que la evaluación del riesgo implica incluir las medidas de protección al flujo financiero de los proyectos, supone formas de diseño y construcción apropiados y la aplicación de instrumentos financieros de protección tanto en la ejecución como en la

operación. Esos avances en el tema de la protección de la infraestructura no soslayan la delimitación de retos presentes para la sostenibilidad (CNE, 2021):

a) Convertir la evaluación del riesgo en una rutina de cualquier proyecto, lo que implica el fortalecimiento de capacidades para la evaluación en las instituciones, con énfasis en aquellas que tienen a cargo obras de infraestructura relacionadas con servicios críticos.

b) En la perspectiva financiera, debe generarse una cultura de aseguramiento en el sector público; el sector financiero debe aportar criterios para la estimación de la infraestructura asegurable y una oferta de seguro a las instituciones públicas.

De cara al enfoque estratégico de la Política Nacional, no se debe perder la perspectiva de que, inherente a la protección de la infraestructura, se tiene la noción de que lo que en realidad se está protegiendo son aquellos servicios públicos a los que está destinada la infraestructura y que esto es relevante, tanto para todas las fases del ciclo de vida de los proyectos, así como para asegurar la continuidad de los mismos, lo cual contribuye a acelerar la recuperación económica y social de los territorios que son afectados por desastres. La perspectiva de lograr mejor comprensión y una mayor sensibilidad sobre riesgo por parte de ciudadanos y políticos requiere convertir el suministro de información en un proceso social de conocimiento del riesgo y ello supone una transformación de la producción social de información. Igualmente, es importante tener presente que en la ciencia de la Vulcanología son necesarios enfoques pluralistas, multidisciplinarios y metodologías orientadas a colectivos no tradicionales (CNE, 2021).

8.4 COMUNICACIÓN DE LA INFORMACIÓN SOBRE EL VULCANISMO

Resulta meritorio aclarar que los volcanes son entes que, aunque se les suele agrupar según comportamientos eruptivos, cada uno posee su propia particularidad, 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). Del mismo modo, la Vulcanología, como una ciencia muy nueva, todavía posee mucha incertidumbre en la interpretación y que los expertos no están exentos de ideas preconcebidas y de la escuela académica en la que se formaron, así como de sus experiencias (Papale, 2017; Donovan, 2019). Dentro de este marco, los vulcanólogos son requeridos para hacer predicciones e interpretaciones, por lo general a partir de información geológica, geoquímica, geofísica y geodésica incompleta y dispersa, lo que le imprime un grado de incertidumbre, proveniente tanto de la recolección de los datos (error en la base de datos por sí mismos), como de la interpretación, las cuales se suman debido a la no completitud inherente del paquete de datos geológicos y la interpretación humana. Se entiende por *incertidumbre epistémica* o *conceptual* aquel concepto que incluye el conocimiento, sistemas de información y la probabilidad, aunque que suelen no ser completos y los procesos del subsuelo no suelen ser del todo conocidos por el científico, mientras que la *incertidumbre aleatoria* posee una variabilidad estocástica, es decir, al azar y que puede ser objeto de un análisis estadístico, donde las variables y sus magnitudes varían con el tiempo (Papale, 2017; Marzocchi y Bebbington, 2012; Fearnley et al., 2018a; Donovan, 2019).

También se le agregan otras incertidumbres más difíciles de medir o cuantificar como las *incertidumbres académicas*, como aquellas ligadas a las ambigüedades en el lenguaje, cómo van a reaccionar los colegas, si va a existir consenso o no, o aquellos precavidos o los que buscan publicidad o protagonismo, las *incertidumbres sociales*, es decir, cómo va a reaccionar los pobladores, los empresarios, los turistas, la prensa y las redes sociales, como las *incertidumbres políticas*, relacionada con la oposición o a favor, las implicaciones socioeconómicas, todas ellas van a depender de las experiencias previas, credibilidad en el sistema político y de atención de las emergencia, así como en los observatorios (Donovan, 2019).

Toda esta información, bajo rigurosidad científica, es la clave para la realización de las evaluaciones del peligro y su riesgo asociado, una mejor toma de las decisiones y así como tener presente la incertidumbre conceptual o epistémica. Puesto que existe una no linealidad entre el riesgo volcánico y su gestión, por lo anterior, solo cuando se discuten las necesidades de las poblaciones de la mano de la actividad volcánica potencial, se puede avanzar en forma conjunta (Fearnley et al., 2018b).

Durante una crisis volcánica, siempre van a existir expectativas de muchas partes interesadas (sector privado, medios de comunicación, público en general) que necesitan ser manejadas adecuadamente. Son comunes también las críticas, que son relativas a la confianza que se tiene en el gobierno (incluyendo si se está en período electoral o no), así como los entes encargados de la vigilancia y la atención de la emergencia. Las incertidumbres previamente esbozadas influyen 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 o asumido* y *riesgo aceptable o percibido* entre los científicos, los pobladores, los empresarios, los religiosos y los políticos (Papale, 2017; Donovan, 2019; Fearnley et al., 2018a). Un riesgo aceptable es aquel que normalmente se permite, dentro de una lógica y al tomar medidas nivel de pérdidas que el individuo, el público, la comunidad, la sociedad o el gobierno considera que se puede asumir, por lo general en retorno de ciertos beneficios a corto y mediano plazo, al considerar, además, las condiciones sociales, económicas, políticas, culturales, técnicas y de ambiente existentes. Un riesgo aceptado es el que se acepta, aun sabiendo que existe y puede ser alto (Newhall y Hoblitt, 2002; Mora y Keipi, 2006; Mora, 2009).

Toda actividad posee un cierto grado de riesgo, aunque en la mayoría de los casos se asume un cierto umbral. Con ello, se da la oportunidad de fuentes de trabajo, desarrollo, educación, incremento en la economía, ya sea a una población o el país en general.

Para llegar a eso, se tiene que plantear ¿qué tipo y grado de riesgo se acepta (riesgo aceptado)? y si ¿este riesgo asumido es aceptable?, donde muchas veces el riesgo puede ser aceptado (aunque técnicamente no sea aceptable) bajo ciertas condiciones de presión socioeconómica o de acervo cultural.

Por ejemplo, los pobladores que viven en los flancos del Arenal llevan más dos décadas de convivir con el volcán sin que hasta el momento se halla presentado una nueva

pérdida humana. Dichos pobladores, e incluso los inversionistas, han aceptado el riesgo de vivir a la sombra de un volcán. La flexibilidad del umbral del riesgo aceptado suele variar de época en época, según los recursos de los que dispone y también con la recurrencia de los eventos adversos, o bien, varía en función de la memoria histórica, de si la persona o gobierno tuvo o no la experiencia de vivir una emergencia o crisis volcánica. Si se tuvo la experiencia, la brecha de separación es menor que si no se tuvo. Por lo anterior, dos aspectos relevantes son la transparencia en la comunicación y el comunicar la incertidumbre, donde comunicación de la incertidumbre ayuda a que no se considere el cerrar un parque como una falsa alarma, sino como una medida de precaución (Donovan et al.,2018; Donovan, 2019; Fearnley et al., 2018a, b).

Nuestro conocimiento limitado de los procesos detrás de una erupción volcánica y su aleatoriedad genera la necesidad de cuantificar las incertidumbres sobre las dinámicas del volcán y de mejorar la política de la toma de decisiones durante una crisis volcánica. Sin embargo, numerosos ejercicios con expertos revelaron que el intento de reducir la incertidumbre creó nuevas incertidumbres, a menudo imposibles de cuantificar, siendo generada por la naturaleza del pensamiento humano durante situaciones de estrés. El proceso general es sujeto a la personalidad del investigador o grupo de investigadores y a sus ideas basadas en la experiencia. Esta manera de pensar interfiere con la complejidad intrínseca de los procesos volcánicos y con el hecho que cada escenario tiene una probabilidad de ocurrencia (Donovan, 2019; Fearnley et al., 2018b).

Se debe de tener presente que la comunicación científica puede tener, según las circunstancias, alcances diferentes 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 finales, eso sí, junto con los profesionales del Comité Asesor Técnico (CAT) de Vulcanología e incluso invitados, cuando así lo amerite (Fig. 8.3 y 8.4).

Además, las alertas representan el estado del volcán (tranquilo, sobre la línea base o al escalar su actividad hasta llegar a una posible erupción eminente), pero difícilmente un pronóstico a corto plazo no adolece 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). Es claro que los científicos juegan un rol fundamental en las recomendaciones y su socialización por parte de los medios, debido a que la ciencia será interpretada y evaluada por los pobladores que no son científicos (Donovan, 2019).

Todo lo anterior se trata de subsanar mediante varios mecanismos, uno de ellos es el Comité Asesor Técnico (CAT) de Vulcanología y Sismología, conformado por funcionarios de la CNE, OVSICORI-UNA y RSN: UCR-ICE, 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 y la seguridad de los bienes y servicios es la prioridad.

**FERIA CULTURAL DEL TURISTA FORTUNA 2008
DEL 25 AL 29 DE JULIO 2008**




CHARLAS 40 AÑOS DE LA EXPLOSION DEL VOLCAN ARENAL



**LUGAR: SALA DE PROFESORES DEL
COLEGIO TECNICO PROFESIONAL DE LA FORTUNA**

<p>VIERNES 25 DE JULIO 7:00 PM</p> <p>EXPOSITOR: LICDA. LILLIAM ARRIETA (D.G.M) "CONCESIONES MINERAS EN LA REGIÓN HUETAR NORTE".</p> <p>EXPOSITOR: MSc. ENID GAMBOA (D.G.M) "GESTIÓN DE RIESGO VOLCÁNICO"</p>	<p>SÁBADO 26 DE JULIO 7:00 PM</p> <p>EXPOSITOR: DR. GUILLERMO ALVARADO INDUNI (RSN) "¿QUE DEBE DE CONOCER UN GUÍA TURÍSTICO SOBRE VULCANOLOGÍA DEL ARENAL?"</p>
<p>LUNES 28 DE JULIO 6:00 PM</p> <p>EXPOSITOR: DR. ELIÉCER DUARTE (OVSICORI) DR. ERICK FERNÁNDEZ (OVSICORI) "LA VIGILANCIA VOLCÁNICA DEL OVSICORI EN EL VOLCÁN ARENAL"</p>	<p>MARTES 29 DE JULIO 6:00 PM</p> <p>EXPOSITOR: DR. ELIÉCER DUARTE (OVSICORI) DR. ERICK FERNÁNDEZ (OVSICORI) "RESUMEN DE 40 AÑOS DE ACTIVIDAD SOSTENIDA DEL VOLCÁN ARENAL"</p>

ORGANIZA:

PARQUE NACIONAL
VOLCÁN ARENAL





OVSICORI-UNA



RSN



D.G.M.

Fig. 8.3: Ejemplo de transmisión de la información vulcanológica y evacuación de dudas por parte del OVSICORI-UNA y la RSN en La Fortuna, en el 2008.

54 ANIVERSARIO
29 DE JULIO 1968

CONMEMORACIÓN 2022 DESPERTAR DEL ARENAL



"LOS HOMBRES MUEREN, SUS OBRAS PERDURAN"

PUEBLO NUEVO
29 DE JULIO 1968

HOMENAJE PÓSTUMO

EN MEMORIA A LOS HOMBRES Y MUJERES QUE HACE 54 AÑOS MURIERON, UNOS SORPRENDIDOS POR LA FURIA DE LA NATURALEZA Y OTROS TRATANDO DE RESCATARLES EN LA MÁXIMA EXPRESIÓN DE AMOR AL PRÓJIMO.

54 ANIVERSARIO
29 DE JULIO 1968

CONMEMORACIÓN 2022 DESPERTAR DEL ARENAL

AGENDA ACTIVIDADES

MAÑANA

30 julio 2022
Mirador Principal PNVA
9:00 am a 1:00 pm

Acto de Conmemoración

9:00 am. Apertura stands informativos.
10:00 am. Santa Misa de Conmemoración.
11:00 am. Actividades Culturales:
• Grupo Remembranzas
12:00 md. Un compartir de anécdotas.

TARDE

30 julio 2022
Parque Central La Fortuna
2:00 am a 7:00 pm

Jornada Artística-Educativa

2:00 a 5:00 pm. Tarde de niños:
• Pintacortinas
2:00 a 3:00 pm. Afortunados y Prevenidos:
Charla y feria comunitaria sobre riesgo en zonas volcánicas.
• M.Sc. Guillermo Alvarado Induti (CICG)
• M.Sc. José Sibaja (UNA)
3:00 a 3:45 pm. Música en vivo:
• Jimmy Loeb
3:00 a 3:45 pm. Teatro Morpho:
• Presentación obra de teatro "Los Cranchos".
4:00 a 4:45 pm. Música en vivo:
• Duo Enmatados
5:00 a 5:30 pm. Exposición fotográfica digital:
• Memoria de una comunidad resiliente 1968- 2022.
6:00 a 7:00 pm. Show Volcán y Cosmos:
• Manuel Obregón





Fig. 8.4: Ejemplo reciente de transmisión de la información vulcanológica y evacuación de dudas por parte de la UNA y CICG (UCR) en La Fortuna, en el 2022.

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. También se tienen los estudiantes de grado y posgrado, tanto nacionales como extranjeros, así como varios por cuenta propia.

¿Quiénes realizan la vigilancia y comunican las alertas y recomendaciones? El OVSICORI-UNA, la RSN: UCR-ICE, apoyadas en la CNE (ver el capítulo de Vigilancia Volcánica). Sin embargo, muchas veces la comunidad y los turistas pueden reportar ciertas anomalías que pueden disparar alertas sobre cambios en la actividad volcánica.

¿Quiénes realizan la prevención y la preparación? Cada persona es responsable de la prevención y su preparación. A una escala más macro, la CNE, las municipalidades, SINAC (programa de educación ambiental y gestión comunitaria), los Comités Comunales y Municipales de Emergencias.

¿Quiénes realizan las actuaciones en caso de crisis volcánica? Las personas y comunidades deben de tener planes por sí mismos. Los observatorios vulcanológicos, por su parte, le dan seguimiento a la crisis y aportan las recomendaciones, mientras que la CNE, los comités municipales de emergencias y el SINAC realizan las acciones que tienen que ver con la población, infraestructura y manejo de las áreas protegidas.

¿Quiénes conocen los planes de emergencia? Comités Municipales de Emergencias, SINAC y la población.

¿Quiénes los evalúan? El OVSICORI-UNA, la RSN: UCR-ICE y la CNE (CAT de Vulcanología).

¿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. Sin embargo, los comités Municipales y Comunales están en la obligación de promover estas actividades.

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

8.5 ¿QUÉ SE HA HECHO, SE ESTÁ HACIENDO Y SE PUEDE HACER PARA UNA MEJOR GESTIÓN DEL RIESGO?

Para la gestión del riesgo, en el presente caso de índole volcánica, resulta importante previo a la próxima actividad eruptiva, contemplar los siguientes aspectos, entre los más relevantes: a) Conocer la historia eruptiva y las escalas de tiempo manejadas (recurrencia y tipos de peligro), b) Evaluar la amenaza, la exposición y vulnerabilidad y sus escenarios (efectos sobre infraestructura, personas, economía), c) Hacer el seguimiento continuo (vigilancia o monitoreo volcánico), d) Diagnosticar sobre el estado de actividad del volcán y, e) Socializar y comunicar, y f) Preparar y emitir rutas de evacuación, lugares en donde no se debe construir, lineamientos estructurales y uso de la tierra (Donovan, 2019). Todos estos aspectos se han contemplado ampliamente desde hace varias décadas y parte de ellos se trataron en los capítulos anteriores.

Todo ello es la base para la preparación ante una crisis volcánica, dentro de la cual se requiere evaluar con antelación qué de los puntos siguientes se tienen y conocen, por el personal y entidades involucradas (Ortiz, 1996; Donovan, 2019):

- a) Mapas de peligro volcánico,
- b) Mapa y rutas de evacuación,
- c) ¿qué tan grande y hacia donde puede afectar la erupción?
- d) recomendaciones concretas hacia la población,
- e) Sistema de Alerta Temprana (SAT),
- f) ¿se requieren estructuras de mitigación?
- g) Educación y comunicación,
- h) Simulacros (el último en el 2004).

De ellos se desprende que, en el caso del Arenal, se cumple con los puntos a, b, c, d y g.

Por ejemplo, un simulacro fue realizado en diciembre del 2004 tenía como objetivo el “disponer de un plan operativo que permita simular una adecuada atención de coordinación logística, de comunicación, de atención extra hospitalaria y de transporte de evacuación a todos aquellos habitantes y víctimas que resultasen amenazados durante una fortuita erupción volcánica, en la cual pueden verse involucrados también accidentes de tránsito o problemas de salud durante el desarrollo del evento, garantizando una respuesta rápida, coordinada y adecuada”. El procedimiento empleado incluyó la participación de tres actores: el Parque Nacional Volcán Arenal (ubicado en la falda del volcán sobre el flanco occidental), el Hotel Tabacón, sobre la carretera 142, y la Escuela Z-13. Se realizó el 15 de diciembre, de 7:00 a.m. a 12:00 m. d. simultáneamente en las tres ubicaciones dadas más a lo largo de la carretera nacional 142, desde La Fortuna hasta el volcán. Sin embargo, el simulacro presentó una serie de debilidades como la limitada participación de actores y la inexistencia de un informe que recabara la experiencia (Pujol y Valentinuzzi, 2006), así como su continuidad. Ello suele ser el reflejo la modalidad de muchas actividades relacionadas con la Gestión del Riesgo, donde se realizan eventos, pero después no se les da continuidad, particularmente a las conclusiones y debilidades.

Dentro de la Política Nacional de Gestión del Riesgo para el 2016-2030 está contemplada la meta de que la contribución con 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, 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).

La CNE posee varios ejes con sus objetivos y resultados esperados, así como el indicador del resultado para el adecuado manejo de la gestión del riesgo según su reciente plan del 2021-2025 titulado “Elementos estratégicos de la Política Nacional de Gestión del Riesgo” (CNE, 2021). Claramente, las continuas charlas y distribución de información que se está realizando al SINAC, particularmente al personal del PNV Arenal, a las Asociaciones Administradoras de los Sistemas de Acueductos y Alcantarillados Comunales (ASADAS), a los entes encargados del turismo y a las municipalidades incide tanto en el eje segundo, en correspondencia con la participación de diferentes organizaciones, como la educación y gestión e innovación del conocimiento (eje tercero), al verter el conocimiento y resultados en la ciudadanía, para crear una mejor conciencia actualizada (Fig. 8.5, Cuadro 8.3).

El Cuadro 8.3 identifica algunos de los pilares fundamentales de la gestión del riesgo y su modo de medición, mientras que el Cuadro 8.4 incluye lo que se ha hecho y lo que falta por hacer o podría hacerse en el volcán Arenal. Todo ello puede constituir una guía para la toma de decisiones y fortalecer el plan general de manejo del PNV Arenal y la gestión del riesgo en la región entre el 2023 y el 2030, dentro de un marco de desarrollo sostenible y con una mejor planificación territorial, direccionado hacia una innovación en el tipo de educación que recibe la población sobre su entorno ambiental y una innovación en la cultura de prevención.

Política Nacional de Gestión del Riesgo Vínculo Entre Ejes Temáticos Y Ámbitos de Acción



Fig. 8.5: Pilares y ejes transversales de la política nacional de gestión del riesgo para el 2016-2030 (CNE, 2015, 2016, 2021).

Dentro del eje 3 del Plan Nacional de Gestión del Riesgo (PNGR) 2021-2025 (CNE, 2021), se encuentra el rubro “*Educación, gestión del conocimiento e innovación*”. Con el programa de rotulación informativa que se comenzó a implementar a inicios del 2021, se cumple a plenitud con este eje, puesto que no solo se han instalado rótulos con información en el volcán Arenal, acerca de su grado de actividad, erupciones pasadas, datos morfométricos (altura, altitud, área, volumen, dimensiones de sus cráteres) y tipos de peligros volcánicos, sino que se han impartido charlas sobre su finalidad, enfocadas, además, a aportar el conocimiento sobre el vulcanismo y sus peligros; además, se ha incluido el geoturismo, de la mano con nuevos emprendimientos y el fomentar la reactivación económica pos-pandemia. Aunado a ello, en este informe se incluye investigación y modelización, que también forma parte de la generación del conocimiento e innovación, contempladas dentro del PNGR.

Por su parte, el presente informe puede ayudar a desarrollar una mejor planificación territorial y actualización de los planes reguladores urbanos, así como facilitar acercamientos con las municipalidades, lo cual estaría contemplado dentro del eje 5: “*Planificación, Mecanismos e Instrumentos Normativos para la Reducción del Riesgo*”.

El PNV Arenal se dio una campaña de rotulación informativa y preventiva intensa en el 2022 y 2023, que cubre aspectos sobre el volcán y su historia, los procesos volcánicos, la peligrosidad volcánica, rótulos de advertencia, entre otros, además de un personal y habitantes de La Fortuna que ha recibido con cierta frecuencia charlas al respecto. Todo ello se podría resumir en una geoalfabetización no solo de los guardaparques sino de los visitantes, cumpliendo en parte con los ejes 3 y 5 (Fig. 8.6).

Aunque resulta claro que el uso de la información, sin lugar a dudas, contribuye a reducir la incertidumbre a partir de la toma de decisiones, no resulta fácil, dado que hay que estar constantemente actualizándola, particularmente debido a los cambios en el uso de la tierra, así como la movilidad y crecimiento de población, al tanto que se sabe que el Arenal puede llegar a tener una erupción más grande que las históricas en algún momento durante los próximos dos siglos, aunque la pregunta es ¿cuándo va a ocurrir?. A continuación, acá se presentan datos sobre esa posible recurrencia, la naturaleza no es totalmente predecible.

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, municipios y otros), promoviendo una mayor participación y toma de decisiones en la gestión del riesgo, adecuadas a cada entorno y a la 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 para una población cada vez más tecnificada.



Fig. 8.6: Ejemplos de algunos de los rótulos informativos instalados en el volcán Arenal en los años 2022 y 2023, como parte de una campaña de geoalfabetización y prevención de la CNE.

Cuadro 8.3: Elementos estratégicos de la Política Nacional de Gestión del Riesgo y su modo de medición (CNE, 2021).

EJES	OBJETIVO ESTRATÉGICO	RESULTADO ESPERADO	INDICADOR DE RESULTADO
Generación de resiliencia e inclusión social	Incorporar la variable en el desarrollo social, para incidir en los factores de riesgo en la población vulnerable y reducir el número de personas que son afectadas con medidas tendientes a generar resiliencia.	Reducir los factores de riesgo para las personas, en condición previa de vulnerabilidad y exclusión social, afectadas por desastres.	Número de personas anualmente afectadas por eventos de desastre.
Participación y desconcentración para la gestión del riesgo	Promover la incidencia de los actores sociales y económicos en la gestión del riesgo, con particular énfasis en las comunidades vulnerables y en la actividad privada para la vigilancia y análisis de los factores de riesgo, la planificación segura del desarrollo local, la respuesta y la recuperación.	Los actores sociales y económicos, en todos los ámbitos del territorio y los sectores de actividad nacional, consolidan prácticas y compromisos de gestión del riesgo.	Número de organizaciones sociales, públicas y privadas con participación en prácticas y compromisos relacionados con la gestión del riesgo
Educación, gestión del conocimiento e innovación	Promover el desarrollo del conocimiento, la innovación y la educación sobre las causas y las alternativas de gestión del riesgo, mediante el fomento de la investigación, la difusión del conocimiento, las buenas prácticas y la aplicación apropiada de métodos y recursos tecnológicos de enseñanza–aprendizaje que estimule decisiones, conciencia y actitudes resilientes, y transformación en las pautas culturales de la población costarricense.	La ciudadanía costarricense tendrá un mejor acceso a la información, conocimiento, percepción y conciencia de las causas del riesgo y una actitud resiliente en torno a los desastres.	Número de personas con conocimientos, capacidades desarrolladas y nuevas actitudes en referencia al riesgo de desastre.
Inversión financiera sostenible, infraestructura y servicios.	Disponer el diseño y aplicación de una estrategia económica y financiera de reducción de riesgos de largo plazo que haga posible el análisis y la gestión prospectiva del riesgo en la inversión en obra pública y en los servicios del Estado, tales como pérdidas en líneas vitales, la continuidad y la pronta recuperación de los servicios públicos.	Se han reducido los daños y pérdidas en infraestructura y los servicios públicos del país.	Porcentaje de infraestructura y servicios del Estado protegidos, con menores daños y pérdidas.
Planificación, mecanismos e instrumentos normativos para la reducción del riesgo	Incorporar la gestión del riesgo como una responsabilidad de los distintos sectores, que reduzcan las pérdidas, fomenten la seguridad humana y contribuyan a la reactivación económica y social en caso de desastre.	Se han reducido las pérdidas económicas directas e indirectas asociadas a la actividad productiva nacional.	Número de sectores productivos que reducen las pérdidas y los daños, asociadas a eventos de desastre.

Cuadro 8.4: Pilares fundamentales de la gestión del riesgo aplicado al volcán Arenal.

Tipo de pilar (iniciativas a desarrollar)	Actividades que lo definen	Lo realizado	Lo que se puede realizar
Identificación del riesgo (Corto plazo)	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. El estudio actual es un ejemplo adicional de actualización, que se va a distribuir ampliamente. Se ha instrumentado, según su accesibilidad y comunicación, el volcán para vigilancia volcánica. La ONG bajo el proyecto Fundación “Ayuda en Acción” en Costa Rica, Upala, colaboró activamente con estudiantes para realizar investigaciones fundamentales.	Tener un mejor control geocronológico de los eventos eruptivos pasados, particularmente cerca de su cima. Con el presente informe se llena en gran parte este vacío. Respetar el álveo de los ríos y quebradas. Se debe respetar las áreas protección establecidas para manantiales, quebradas y ríos de acuerdo con la legislación establecida (ley forestal y ley de aguas) o la zonificación del ASP (Área Silvestre Protegida) y las zonas aledañas a los cauces que nacen en la cima del volcán deben ser de restricción absoluta, según el artículo 33 de la ley Forestal N.º 7575.
Comunicación del riesgo (Corto plazo)	Comunicarlo a la población y tomadores de decisiones, sector productivo (público y privado), academia.	Se han realizado varias de charlas y talleres informativos a las comunidades, centros educativos, organizaciones comunales, PNV Arenal, academia. La población posee acceso a la información mediante redes sociales y otros medios electrónicos y físicos. Se ha rotulado los sectores peligrosos y con información vulcanológica.	Se debe de continuar con la geoalfabetización mediante la transmisión de la información (charlas, talleres) y rotulación informativa-educativa-preventiva, tanto de los peligros, como de la importancia geoturística y visitación responsable.
Reducción del riesgo (Mediano plazo)	Acciones y medidas preventivas, de mitigación (incluyendo estructurales) y adaptación, para disminuir los efectos. Instrumentos normativos para la reducción del riesgo.	Rotulación informativa y preventiva, talleres y charlas sobre la peligrosidad. Se está trabajando en los planes de contingencia. Fomentar la educación y gestión del conocimiento. La ONG bajo el proyecto Fundación “Ayuda en Acción” en Costa Rica, Upala, colaboró activamente con los CCE.	Un mejor ordenamiento territorial al tomar 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. La ONG, bajo el proyecto Fundación “Ayuda en Acción” en Costa Rica, Upala, continuará colaborando activamente con los CCE durante el 2022-2024.
Financiamiento del riesgo (Mediano plazo)	Acciones e instrumentos para la inversión financiera sostenible, minimizar el impacto socioeconómico, incluyendo, retención y transferencia de fondos, seguros y créditos, etc.	No se ha realizado. Se realizó el trámite para activar la construcción del puente sobre la quebrada Azufrada.	Evaluar si amerita establecer nuevos instrumentos dentro de la relación costo/beneficio en el lapso de recurrencia eruptiva. Se espera que en 2023 se tenga terminado el puente sobre la quebrada Azufrada.
Gestión de emergencias y desastres (Corto y mediano plazo)	Medidas para enfrentar las crisis con planes y protocolos, vigilancia, alertas, simulacros, etc.	Se tienen protocolos para el volcán Arenal, aunque no se han realizado simulacros, pero si se han presentado crisis menores que han servido de práctica. Se cuenta con una estructura de Comités Municipales alrededor del volcán con planes de emergencia, instrumentos, recursos materiales y humanos capacitados para la atención de emergencias.	Realizar simulacros cuando lo amerite y actualizar el protocolo de Contingencia del PNV Arenal.

Cuadro 8.5: Problemas detectados con relación al manejo de la amenaza volcánica del Arenal en el 2006 (Pujol y Valentinuzzi, 2006) y su valoración actual.

Tabla 15. Problemas detectados con relación al manejo de la amenaza del volcán Arenal

Problema	Responsable
Otorgamiento del visto bueno para el permiso de construcción de manera poco formal (solamente de palabra)	CNE
Falta de continuidad en la gestión realizada las distintas Juntas directivas del Comité Local de Emergencias de La Fortuna	CNE
Desconocimiento y desentendimiento del cumplimiento del Reglamento de Uso Reglamento de Uso del Suelo en el Arenal	CLE
Ausencia de un marco jurídico que fortalezca la gestión realizada por los Comités Locales de Emergencias	CNE Asamblea Legislativa Municipalidades
No exigir un visto bueno por escrito de la CNE para poder construir dentro de la zona restringida por el Reglamento de Uso del Suelo	Municipalidad de San Carlos
Realización de los estudios pertinentes para poder justificar la construcción dentro de la Zona R1, los cuales usa la CNE para dar visto bueno, por parte de una sola persona en el OVSICORI	OVSICORI-UNA RSN, Geología -UCR CNE
Ausencia de planes de emergencias en los hoteles de la zona	ICT CNE
Falta de divulgación sobre una guía para que los hoteleros hagan un plan de emergencias	Ministerio de Salud
Falta de políticas en materia de reducción del riesgo y exigencia a quienes exponen infraestructura y personas al mismo. Falta de transparencia en las políticas de aseguramiento.	INS
Ausencia de Información brindada a los turistas que visitan la zona y se hospedan en los hoteles y cabinas cercanos al volcán	Hoteleros
No exigirse a los hoteleros seguros que cubran la infraestructura y a los huéspedes y trabajadores; siendo más estrictos con los que se encuentran más cerca, o incluso dentro, de las zonas de mayor riesgo	INS ICT Municipalidad
Descuido de los caminos alrededor del volcán y falta de señalización en las carreteras nacionales de la zona, posibles rutas de escape. Muchos puentes angostos en las carreteras nacionales.	MOPT Municipalidad
Ausencia de bomberos y Cruz Roja en La Fortuna	INS Cruz Roja

8.6 COMENTARIOS SOBRE LA PREPARACIÓN Y RESILIENCIA DE LOS POBLADOS VECINOS

Se entiende por **resiliencia** como la capacidad de un sistema, comunidad o sociedad expuestos a una amenaza para resistir, absorber, adaptarse y recuperarse de sus efectos de manera oportuna y eficaz, lo que incluye la preservación y la restauración de sus estructuras y funciones básicas (Renda et al., 2017; UNISDR, 2017). La resiliencia puede ser medida mediante el funcionamiento de la infraestructura del sistema afectado por el evento adverso después de la ocurrencia de este y, especialmente, por el tiempo que tarda un sistema afectado por un desastre en volver a sus niveles de origen. Otra de las definiciones es entendida como “la habilidad que tienen algunas unidades sociales (organizaciones, comunidades) para mitigar los impactos de los eventos adversos cuando estos ocurren y desarrollar actividades de recuperación de modo tal de minimizar los daños sobre el tejido social y mitigar los efectos de desastres futuros.” (UNISDR, 2017).

Para poder comprender si las comunidades que viven en un radio de unos 10 km del Arenal, se puede consultar los cuadros 8.6 y 8.7 donde se expresan las condiciones necesarias para que una ciudad, comunidad o grupo (caso del ICE) sea resiliente a los desastres, los diez aspectos esenciales para lograrlo -según la Estrategia Internacional para la Reducción Desastres de Naciones Unidas- y los aspectos más distintivos entre una comunidad vulnerable y otra resiliente.

Por su parte, la **historia ambiental** se encarga de explicar la evolución histórica y del cambio de las sociedades humanas en el que los procesos naturales y sociales son considerados como agentes activos en permanente y mutua determinación, incluyendo la imprevisibilidad o fenómenos azarosos de eventos que las alteren (González de Molina, 2003, Watson, 2003). Se entiende por **resiliencia ecológica** aquellos procesos a través de los cuales los sistemas socioecológicos se automantienen y persisten frente a las perturbaciones y los cambios (Holling, 2021, Müller et al., 2010). Coto-Cedeño (2019) trató de abordar esta temática a las erupciones recientes de los volcanes costarricenses entre 1950 y el 2017, pero poco abarco al caso del Arenal.

En este último volcán, la población de La Fortuna y alrededores se encontró por más de cuatro décadas bajo la influencia del volcán con una historia ambiental y una notoria capacidad de adaptación, correspondiendo con un claro ejemplo de resiliencia ecológica. Primero, se tiene los dos pueblos fueron arrasados (Tabacón y Pueblo Nuevo) en 1968 con la muerte de unas 78 personas y gran cantidad de terrenos y ganadería seriamente afectados por las erupciones de ese año. Después vino el proceso de investigación y construcción de los complejos hidroeléctricos, en particular la presa de Sangregado y llenado del embalse de Arenal entre 1974 y 1978, lapso dentro del cual la población tuvo una transformación ante la llegada de los trabajadores del ICE, además de una nueva erupción relevante en 1975. Después vinieron las paulatinas mejoras en la construcción de la carretera que une La Fortuna con Sangregado en 1985 que, sumado a la construcción del balneario termal de Tabacón en ese año, y el posicionamiento mundial de Costa Rica debido al otorgamiento del premio nobel de la paz a don Óscar Arias en 1987, todo ello motivó una explosión turística a partir de 1990. En la década de 1990 ocurrió un acelerado desarrollo de La Fortuna y el nuevo poblado de

Z-13, no solo en el desarrollo turístico y sus ofertas (diversas actividades recreativas y de esparcimiento), sino en las facilidades básicas (restaurantes, medio de transporte, hospedaje de diversos precios, sistema de salud, entre otros). Pero un nuevo punto de inflexión ante el desmedido desarrollo turístico sin control territorial tuvo lugar el 28 de agosto del 2000, cuando una erupción del Arenal tomó de improviso a dos turistas estadounidenses y su guía turístico nacional, pese a las reiteradas advertencias de que el volcán era peligroso. Ello motivó a que el Gobierno tomara medidas para frenar, en parte, el desarrollo del turismo en los sectores más peligrosos vecinos al volcán, que se resumen dos reglamentos emitidos en los años 2001 y 2016.

A finales del 2010 el Arenal entró a dormir, con lo cual trajo una aparente merma en el turismo con la consiguiente preocupación y un sentimiento de seguridad aparente ante el peligro volcánico. Sin embargo, 101 821 turistas (80 150 extranjeros y 21 671 nacionales) visitaron el parque nacional volcán Arenal en el 2015, un 32 por ciento y un 10 por ciento de incremento si se compara con el 2013 y el 2014, respectivamente. Pero, su número puede alcanzar los 240 000 o más, si se toma en cuenta que la mayoría no entran al parque, sino que observan al coloso desde sus calles circunvecinas, o aún desde el pueblo de La Fortuna. Su número para el 2018 continuó aumentando: 86 995 no residentes versus 24 291 residentes. La aparente merma del turismo que comentan los lugareños y empresarios, puede ser más bien producto de la enorme cantidad de hoteles, restaurantes y cafeterías, aumentando la competencia comercial y las posibilidades de escogencia, que se tradujo en una merma en las ganancias con respecto a años anteriores. Los datos previamente mostrados del SINAC, del 2013 al 2018 (SINAC, 2015, 2016, 2017, 2018, 2019), indican que el turismo no ha mermado para nada. Aunque el espectáculo de “fuego” y sonido se apagó, todavía se tienen las codiciadas aguas termales y el turismo de aventura; sin lugar a duda, el lugar seguirá siendo un imán para el turismo nacional y el extranjero. Lo otro que sí se verificó es que el turista ya no se quedaba varios días como antes, sino tan solo 2-3 días en general.

Una nueva prueba a la resiliencia ocurrió con el arribo de la pandemia (2020-2021), que a nivel mundial significó un duro golpe para el turismo. Sin embargo, gran parte de los comerciantes lograron salir adelante ante esta crisis socioeconómica.

Aunque los Sistemas de Alerta Temprana (SAT*) constituye un elemento importante para contribuir a evitar la pérdida de vidas y reducir las consecuencias económicas y materiales de los fenómenos peligrosos, en el caso del Arenal no se recomienda su instauración por el momento, dado su bajo grado de actividad (solamente actividad exhalativa), pero si se recomienda la de los observadores volcánicos, como un medio complementario de la vigilancia volcánica instrumental Tan solo en el caso de que se muestren signos de un reactivar eruptivo, se puede evaluar su instauración.

*Para Sergio Mora (com. escrita, 2022) el término SAT (en inglés *Early Warning System*) está mal empleado, dado que, a su criterio, en lugar de “alerta” debería de ser “advertencia” o “alarma” y el término “temprano” considera mejor que sea “anticipado”. Sin embargo, SAT es un término muy empleado, extendido y aceptado en la literatura especializada en español y su uso en Latinoamérica (UNISDR, 2006, OMM, 2018).

Cuadro 8.6: Aspectos esenciales para lograr comunidades y ciudades resilientes (Renda et al., 2017).

ASPECTOS BASICOS	
1	Organización para la resiliencia [frente a los desastres] Establecer una estructura organizativa e identificar los procesos necesarios para entender y actuar en la reducción de la exposición, impacto y vulnerabilidad ante los desastres.
2	Identificar, comprender y utilizar los escenarios de riesgo actuales y futuros. Los gobiernos locales deben identificar y comprender sus escenarios de riesgos y garantizar que todos los actores colaboran y los reconocen.
3	Fortalecer la capacidad financiera para la resiliencia Comprender el impacto económico de los desastres y la necesidad de invertir en la construcción de resiliencia. Identificar y desarrollar mecanismos financieros que puedan apoyar las actividades de resiliencia.
ASPECTOS OPERATIVOS	
4	Promover el diseño y desarrollo urbano resiliente Asegurar la evaluación del entorno construido e impulsar la implementación de las acciones requeridas para hacerlo resiliente, de acuerdo con los objetivos trazados.
5	Proteger las zonas naturales de amortiguación para mejorar la función de protección proporcionada por los ecosistemas Identificar, proteger y monitorear aquellos servicios ecosistémicos críticos que contribuyen a mejorar la resiliencia antes los desastres.
6	Fortalecer la capacidad institucional para la resiliencia Asegurar que todas las instituciones relevantes para la resiliencia de la ciudad cuenten con las capacidades requeridas para desempeñar sus funciones.
7	Comprender y fortalecer la capacidad social para la resiliencia Fortalecer la "conexión" social y una cultura de ayuda mutua que influya de manera significativa en el impacto de los desastres sea cual sea su magnitud.
8	Incrementar la resiliencia de la infraestructura Comprender la forma en que los sistemas de infraestructura crítica responderán ante los escenarios de riesgo de desastres que la ciudad podría experimentar y desarrollar planes de contingencia para manejar el riesgo identificado.
ASPECTOS PARA UNA MEJOR RECONSTRUCCION	
9	Asegurar la efectividad de la preparación y una respuesta efectiva a los desastres Mejorar la preparación ante desastres para asegurar una respuesta efectiva, instalar sistemas de alerta temprana y desarrollar las capacidades de atención a emergencias en su ciudad.
10	Acelerar la recuperación y reconstruir mejor, después de cualquier desastre Planificar y estar preparado para las interrupciones del desarrollo antes de que ocurran. Aprender de los errores intentando comprender por qué se produjeron los daños y asegurar que se incorporen las lecciones aprendidas en los procesos de reconstrucción

Cuadro 8.7: Aspectos más distintivos entre una comunidad vulnerable y una resiliente (Renda et al., 2017).

COMUNIDAD VULNERABLE	COMUNIDAD RESILIENTE
<p>→ El desastre sorprende a la comunidad.</p>	<p>→ La comunidad cuenta con mecanismos de alerta temprana para tomar las medidas adecuadas ante la ocurrencia de un peligro.</p>
<p>→ La comunidad no conoce los peligros que pueden amenazarla</p>	<p>→ La comunidad ha identificado sus peligros y elaborado un mapa de peligros conocido por todos los moradores</p>
<p>→ La comunidad no sabe a dónde ir en caso de emergencia.</p>	<p>→ La comunidad ha identificado, señalado y acondicionado lugares seguros</p>
<p>→ La comunidad no está preparada para la ocurrencia de una emergencia.</p>	<p>→ La comunidad ha formado y capacitado una Brigada de Defensa Civil, que sabe cómo actuar en caso de emergencia</p>
<p>→ La comunidad deforesta para aumentar sus parcelas cultivables.</p>	<p>→ La comunidad preserva la flora existente y extiende sus parcelas en zonas que no generan un riesgo para su seguridad</p>
<p>→ La comunidad adopta una actitud pasiva ante la ocurrencia de un desastre, considerándolo un castigo divino.</p>	<p>→ Encabezada por el dinamismo de las autoridades, la comunidad toma conciencia de la posibilidad de prepararse para afrontar a un desastre y reducir los daños ocasionados</p>
<p>→ La comunidad vive a orillas de un río que tiene crecientes frecuentes.</p>	<p>→ La comunidad se reubica en una zona más segura o implementa medidas estructurales para minimizar el riesgo de inundación.</p>

8.7 ¿QUÉ SE PUEDE ESPERAR EN LO QUE RESTA DEL SIGLO Y PARTE DEL ENTRANTE?

Después de más de 42 años de actividad eruptiva continua, a partir del 2011 el volcán no volvió a manifestar explosiones ni coladas de lava. Mientras el volcán Arenal, que se mantuvo activo (1968-2010), representó el 1 % de los volcanes en el mundo que se logran mantener activos por más de dos décadas. Así que, mientras los pobladores de La Fortuna consideraban extraño que el volcán se “apagara”, más bien lo extraño a nivel vulcanológico era que el volcán Arenal se mantuviera activo por tantos años.

Resulta con ello fundamental el abordar la pregunta de si ¿Entró el volcán Arenal en una nueva fase de dormitar por décadas o incluso siglos? Por el momento se puede afirmar que posee más de 13 años de inactividad eruptiva, por lo que efectivamente entró en un período de calma. La última vez que estuvo relativamente pasivo, mientras estaba activo, fue entre agosto de 1973 y marzo de 1974 (7 meses). En tal caso, el volcán Arenal perdió su calificativo de estar dentro de la lista de los 16 volcanes más activos del mundo, al tener varios años de inactividad, con tan solo emisiones tranquilas de gases en sus cráteres.

Aunque se puede pensar que resultar aventurado el pensar que el volcán entró en una fase de dormitar, la pregunta valedera y sumamente difícil es la pronosticar, con cierto grado de precisión, cuándo será la próxima erupción volcánica; y más aún, si se tratará de una relativamente pequeña, vulcanológicamente hablando, o una similar a la de 1968 u otras mayores prehistóricas. Lo que sí se sabe es que el volcán Arenal va a volver a activarse tarde o temprano, pero el problema es que muchas de sus erupciones prehistóricas fueron varias veces más grandes que la de 1968, por lo que, en un próximo despertar, cuando se presente, sería probablemente más destructivo. Por ello, la planificación territorial, incluso para generaciones de costarricenses que aún no han nacido, deben de contemplar las zonas de amenaza planteadas en mapas de peligro volcánico para mediano y largo plazo. Dentro de ello, habría que contemplar la formación de nuevos cráteres, particularmente en su flanco oeste y norte (Borgia et al., 1988; Alvarado et al., 1997).

Si se retoma la pregunta: ¿Cuándo se podría activar el Arenal y cuál es su probabilidad? Y de hacerlo, ¿Cómo sería su modo eruptivo?

Dado que el volcán Arenal comenzó a dormitar a partir del 2010, los estudios vulcanológicos lo que indican es que las grandes erupciones ocurren separadas por varias centurias unas de otras, pero no se tiene un buen registro cronológico de las erupciones menores tipo 1968. Los diferentes estudios utilizaron como modelo las diferentes fases, tipos y distribución de los productos eruptivos ayudan a estimar lo que se podría esperar del volcán Arenal. Si se observa la frecuencia eruptiva del Arenal para los últimos miles años, se pueden plantear dos hipótesis:

- a) Que el dormitar se extienda por varios años, décadas o incluso un siglo.
- b) Que el dormitar se extienda por varios siglos hasta que se presente una intrusión importante de magma que pueda evolucionar en una erupción subpliniana o pliniana.

Entonces se tendrían tres escenarios ante dicha incertidumbre:

a) *Una erupción menor, quizás como las supuestas que ocurrieron en 1915 y 1922:* Poco probable pero no tendría mayores consecuencias en el caso de generarse, aunque se tendrá que darle detallado seguimiento, para que no culmine con una erupción paroxismal.

b) *Una nueva erupción similar a la de 1968:* En el caso de que se vuelva a activar, tipo 1968, durante el periodo de operación de la presa Sangregado, aparte de la evacuación del personal, la contaminación del embalse con cenizas ácidas y sus efectos sobre la maquinaria y equipos electrónicos, así como la transmisión eléctrica, no se visualizan problemas mayores sobre las instalaciones. La probabilidad de que ello ocurra en los próximos 60 años se puede estimar en inferior a un 5 %.

c) *Una erupción estromboliana violenta a subpliniana:* El análisis eruptivo temporal (Alvarado et al., 1997) indica que: a) Los eventos eruptivos plinianos/subplinianos poseen un periodo de retorno de entre 700 y 850 años, como promedio unos 780 años. b) Algunas erupciones estrombolianas violentas o subplinianas poseen períodos de retorno de 500 - 600 años, aunque ello no excluye que puedan ocurrir ciclos que se salgan de este patrón. Si nos dirigimos a un escenario más adverso, de una erupción mayor (estromboliana violenta o subpliniana), su probabilidad en ese periodo (próximos 60 años) es inferior al 1 %.

Como se dijo al inicio, el peligro volcánico se define como la expectación de la incidencia de un fenómeno ligado a la actividad volcánica, expresado como una probabilidad en un determinado lapso. Ello implica la probabilidad porcentual de que un evento adverso ocurra durante el periodo de vida de las instalaciones (presa, toma de aguas) y que puede afectarle. La presa Sangregado y su infraestructura relacionada poseen 45 años de operación. Su periodo de recuperación económica, con probabilidad, ya fue cumplido y como periodo de vida se puede pensar en por lo menos unos 60-100 años más. Por ello, se debe de pensar en: ¿Qué probabilidad existe de que un evento adverso pueda afectar a la presa Sangregado en los próximos 60-100 años? Si analizamos el pasado geológico del volcán Arenal, por lo menos en los últimos 7000 años, en el sitio de presa de Sangregado tan solo ha sido afectado por caída de tefras gruesas (lapilli y cenizas, a lo sumo bombas pequeñas casuales) y estos eventos importantes ocurren cada varios cientos de años. Durante el periodo de actividad del Arenal (1968-2010) y de construcción y operación de la presa (1974-2023), los únicos eventos que la llegaron a alcanzar fueron la caída de cenizas y la lluvia ácida, ambos imprimiéndole ningún efecto a las instalaciones y tan solo la evacuación del personal de modo preventivo.

Tal y como se desarrolló extensamente a lo largo del informe, las tefras ya sean por caída y menos probable por flujo, poseen un bajo potencial de afectación a corto y mediano plazo (decenas a centenas de años) en donde se ubica la presa, por tanto, una peligrosidad baja dentro de dicho lapso. En tal caso, la presa como obra ingenieril no es vulnerable a sus efectos, pero por un asunto de seguridad, su personal sí lo podría ser, o al menos de manera preventiva habría que evacuar. Flujos piroclásticos mayores (tipo ignimbritas) no fueron contemplados por poseer recurrencias de miles de años, por no existir en el registro geológico reciente en el volcán Arenal ni la existencia de una cámara magmática importante somera.

Sismos volcánicos que generen daños, por su parte, serían poco probables y estarían cubiertos en toda su magnitud probable por el diseño sismo-resistente de la presa, avalado por el estudio de Amenaza Sísmica posteriores y por el que complementa el presente estudio.

Referente a la inestabilidad del cono y a su eventual posibilidad de generar un gran deslizamiento, se puede decir que, aunque la condición del cono muestra cierto grado de inestabilidad, resulta en extremo difícil saber si se presentará y cuándo, y si este será de dimensión considerable y orientada al embalse, como para que pueda tener sus efectos en la represa. La amenaza sísmica fue actualizada por un estudio del ICE donde se concluye que la pequeña península podría tener un efecto reflector entre la zona de entrada del derrumbe al embalse y la represa. Los efectos, en cambio, si pueden ser de consideración en la toma de Arenal. Se podría especular que un evento de este tipo puede ocurrir cada 500-2000 años a nivel nacional y cada 3000-6000 años a nivel individual en los volcanes, particularmente los superiores a los 2 km de altura, aproximadamente (Alvarado et al., 2004).

Como se ha dicho varias veces en apartados anteriores, ante un eventual despertar eruptivo siempre existe una serie de incertidumbres a la que deben de enfrentarse los científicos (en el conocimiento del volcán, en la toma y cantidad de datos, su interpretación, experiencias previas, procesos estocásticos), que deberán de ser claramente comunicadas al público, a los negociantes y a los tomadores de decisiones (Papale, 2017; Wilson, 2017; Donovan, 2019). Dentro de ello, Wilson (2017) estableció dos escenarios típicos en los cuales los científicos están involucrados conjunto con la población y los tomadores de decisiones. Uno a largo plazo, mientras el volcán duerme, y el otro a corto plazo, en el caso de que el volcán muestra inquietud o posibilidad de un reactivar. En ambos escenarios se tienen preguntas claves que se deben de contestar. Estos escenarios con modificaciones de los autores y enfocadas al contexto del Arenal, se presentan en los cuadros que siguen (Cuadros 8.7 y 8.8).

En general, la mayoría de las erupciones importantes a nivel mundial 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 (Cuadros 8.7 y 8.8). Para ese entonces, el conocimiento de la vulcanología, los equipos y su tecnología, aunado a las experiencias previas resumidas en el presente trabajo, servirán de una base mucho mejor que la gestión del riesgo.

Puesto que varios de los eventos previos prehistóricos, dejaron un registro geológico mayor que los históricos, 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 (VEI 3-4). El tipo de erupción, su lugar de ocurrencia y volumen de magma involucrado en ascenso, se podrán evaluar mucho mejor en su momento con las técnicas de monitoreo 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 (mapas dinámicos) lo que se esté pronosticando en ese momento.

La mayoría de los volcanes entran en erupción tanto de manera efusiva como explosiva, siendo el comportamiento explosivo el responsable de la mayoría de las muertes humanas. Puesto que se cree que el estilo de erupción está fuertemente controlado por procesos de conducción rápidos, ello limita la capacidad de pronóstico, pero, además: ¿existen condiciones en las que el resultado de una erupción (explosiva o efusiva) esté predeterminado por el estado del magma en el reservorio subvolcánico? Un reciente estudio al parecer sugiere que la cristalinidad pre-eruptiva, el contenido de agua disuelta y la presencia de volátiles exsueles en la cámara ejercen un control primario sobre los estilos eruptivos. Los magmas erupcionan explosivamente en un rango bien definido en contenido de agua disuelta (~4–5.5 % en peso) y cristalinidad (menos del 30 % en volumen). Todas las demás condiciones, a saber, mayor cristalinidad, contenidos de agua disuelta por debajo del 3.5 % en peso o por encima del 5.5 % en peso, favorecen la actividad efusiva. Entre estos rangos, existe un campo estrecho de propiedades de almacenamiento de transición que no discriminan entre estilos eruptivos, y donde el conducto ejerce el control principal sobre el comportamiento eruptivo. Ante ello, las mejores estimaciones de la cristalinidad y el contenido de agua en las cámaras subvolcánicas son la clave para pronosticar el estilo eruptivo, donde el conducto ejerce el control principal sobre el comportamiento de la erupción (Popa et al., 2021).

Se requiere de un tiempo prolongado para que la diferenciación química del magma produzca fundidos más ácidos (dacitas o riolitas), pese a ello, la inyección de andesitas/basaltos ricos en volátiles (4 % a 7 wt % H₂O) pueden desembocar en el despertar y erupción con desarrollo muy rápido en días a menos de 3 meses (Stix, 2018). En tal caso, como lo proponen a modo de ejemplo 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 de forma posterior se puede hacer una estimación del volumen de magma inyectado al utilizar la sismicidad y la deformación. Sin embargo, hay que tener particular precaución con la interpretación y confusión de eventos tectónicos con volcanotectónicos distales, particularmente en un medio volcánico muy afectado por fallas tectónicas, como lo es nuestro contexto nacional o donde existen varios embalses hidroeléctricos cercanos, que pueden generar sismicidad inducida. Se debe recordar que los sismos volcanotectónicos, desde el punto de vista estricto, son aquellos donde hay fluidos volcánicos involucrados (gases y magma) y no por el mero hecho de ocurrir dentro y bajo un edificio volcánico. Pese a que no siempre resulta fácil el discernir entre un evento sísmico tectónico de uno volcanotectónico, no se debe de tomar a la ligera su clasificación, dado que las implicaciones en la gestión del riesgo son diferentes.

Cuadro 8.8. Escenario científico mientras el volcán duerme	
¿Qué desean saber las personas?	
¿Dónde se puede construir seguro?	En la medida construir a > 5 km de radio.
¿Qué preparaciones son necesarias realizar?	Respetar las reglamentaciones vigentes de no construir cerca del volcán ni cerca de los cauces de los ríos.
¿A qué se debe prestar atención?	A cualquier cambio en el volcán que se salga del patrón normal (nuevas aguas termales y fumarolas, sismos locales, muertes de vertebrados pequeños).
¿Cuándo será la próxima erupción?	Años a siglos para su próximo despertar. No se sabe cuándo pero sí cómo.
¿Qué desean saber los tomadores de decisiones?	
¿Qué deberán de respetar principalmente?	Las reglamentaciones vigentes de no construir cerca del volcán ni cerca de los cauces de los ríos. Se debe de tener un plan de ordenamiento territorial y respetarlo.
¿Qué escenarios se tienen?	Ya se tienen al menos 3 escenarios y el detalle de cada uno de los tipos de peligros en particular.
¿Qué escala de tiempo, magnitud y frecuencia se tiene?	La escala varía entra años hasta siglos. Lo importante es saber qué va a ocurrir ya sea en este siglo o en algún momento del milenio.
¿Qué mapas se tienen?	Se cuenta con los diferentes mapas de peligros ante diferentes escenarios.
¿Qué debe de tomar en cuenta el ICE?	El ICE deberá de tener presente un plan de continuidad del negocio ante una erupción, incluyendo la posibilidad del arribo de sedimentos volcánicos al embalse, erosión intensa y afectación abrasiva de las turbinas. A ello se deberá de contemplar la seguridad del personal y de la presa de Sangregado.

Cuadro 8.9. Escenario científico ante una crisis volcánica de eventual reactivar	
¿Qué querrán saber las personas si el volcán entrara en crisis de un posible reactivar?	
¿Cuándo eruptará?	Meses a dos décadas en función de las señales premonitoras
¿Qué tan grande será?	Se evaluará con base en la cantidad de magma que se estime que esté involucrado.
¿A dónde eruptará?	Se podrá decir con base en las señales premonitoras y su ubicación regida por el patrón de esfuerzos.
¿Cuánto tiempo durará?	En función del tipo de actividad puede durar entre semanas hasta varias décadas.
¿Qué tipo de peligros e impactos tendrá	Con toda seguridad impactos severos en un radio de 5-7 km y mucha afectación, principalmente hacia el sector occidental, incluyendo todo el embalse de Arenal.
¿Qué deberé hacer?	Evacuar en un radio de 7 km, estar informado de los mensajes de las autoridades responsables y solo prestar atención a los voceros oficiales.
¿Qué querrán saber los tomadores de decisiones?	
Los escenarios tan precisos como sean posibles	Seguir los escenarios acá planteados, aunque se pueden tener mapas dinámicos que se pueden ir modificando conforme los científicos dictaminen.
Las probabilidades	Las probabilidades estarán dadas por los escenarios, aunque deberán de ser actualizadas conforme la crisis evolucione.
Los impactos	Estarán regidos por el tipo de actividad que se prevea que ocurrirá, aunque se podrán basar en los impactos posibles acá descritos.
La comunicación	Se deberá de tener un vocero oficial, un comité conformado por científicos todos dentro del CAT de Vulcanología.
Los mapas de peligro volcánico a corto plazo	Estarán dados por los escenarios acá descritos, pero podrán ser actualizados conforme la crisis evolucione (posible foco de apertura y tipo de erupción esperada).
Los encargados de la generación eléctrica de ARCOSA	Deberán de conocer los posibles escenarios y estar preparados ante una erupción que lanzará una carga de sedimentos importantes al embalse y a las cuencas de alimentación.

8.8 LOS CORREDORES VIALES EN EL ARENAL: SU EVALUACIÓN Y RUTAS DE ESCAPE

Los eventos volcánicos pueden tener efectos directos, indirectos y secundarios en los corredores viales alrededor del volcán Arenal. Los directos implican los daños materiales de la infraestructura vial (pavimentos, terraplenes, alcantarillas, puentes); los indirectos, la suspensión del servicio de transporte público y de turismo, y los secundarios, el impacto sobre la economía local, que es principalmente en las actividades agrícolas y ganaderas, y en el turismo.

La zona actualmente considerada urbana-rural del Arenal, cercano a una de las mayores plantas hidroeléctricas del país (Planta Arenal), con una industria turística en crecimiento, requiere una infraestructura vial para el desarrollo y mejora de estas actividades. Son aproximadamente 30 km de carretera y 10 puentes o pasos de agua, los cuales se pueden ver afectados directamente por la caída de piroclastos y bombardeo balístico, flujos piroclásticos, lahares, lavas, deslizamientos, avalanchas y sismos volcánicos (Soto & Sjöbohm, 2006). En la misma línea, Soto y Sjöbohm (2005) determinaron que, los daños primarios pueden ser, directos por daños materiales como daños en pavimentos, terraplenes, alcantarillas, puentes); e indirectos con la suspensión del servicio de transporte público, privado y de turismo; y los daños secundarios por el impacto sobre la economía local. Según Soto y Sjöbohm (2006), complementan que, a partir del mapa de peligros volcánicos a corto plazo, se puede considerar que los puntos donde existe una mayor vulnerabilidad son primeramente quebrada Guillermina y Río Tabacón, podrían ser afectados principalmente por flujos piroclásticos o lahares, que obstruirían los drenajes, erosionarían terraplenes, causarían el derretimiento de asfalto, y la obstrucción o destrucción de caminos y puentes. Muy similar, la vulnerabilidad presente entre el cruce al volcán y el río Aguacaliente, puede deberse a caída de piroclastos, lavas, flujos piroclásticos, avalanchas, y sobre todo lahares en el caso del río Aguacaliente, con efectos similares. Algunos ejemplos de estos efectos ocurridos en eventos pasados son, el depósito voluminoso de flujo piroclástico durante una erupción, que hoy es explotado como cantera de materiales para construcción en el Tajo Los Laguitos; un puente de tubos de concreto para alcantarilla paralelos, que ha sido afectado varias veces por flujos piroclásticos y lahares, y así históricamente en 1968 y 1975. Se puede decir que, en cuanto al peligro, las estructuras viales en el sector norte del arenal (3-4.5 km), tienen un peligro de bajo a moderado, mientras las estructuras en el cuadrante SW, un peligro muy bajo a bajo por flujos piroclásticos, a menos que se presenten lahares en el río Aguacaliente, que puede aumentar el riesgo a moderado.

En el Cuadro 8.10 se resume las posibles afectaciones sobre la por eventos volcánicos sobre la infraestructura vial en el área de estudio.

Cuadro 8.10: Resumen de los posibles efectos volcánicos sobre la infraestructura vial (Soto y Sjöbohm, 2005)

Tipo de evento	Componentes	Efectos
Caída de piroclastos y bombardeo balístico	Caminos, puentes	Recubrimiento de ceniza, baja visibilidad, destrucción por impacto
Flujos piroclásticos	Estructuras de drenaje, terraplenes, pavimentos, caminos, puentes	Obstrucción de desagües, erosión de terraplenes, derretimiento de asfalto, obstrucción o destrucción de caminos y puentes
Lahares	Estructuras de drenaje, puentes, terraplenes, pavimentos	Destrucción y arrastre, inundación; falla estructural, obstrucción y destrucción de puentes
Lavas	Caminos, pavimentos, puentes	Obstrucción de caminos, fusión del asfalto, destrucción de puentes
Deslizamientos y avalanchas volcánicas	Caminos, puentes	Obstrucción de caminos, destrucción de puentes
Sismos volcánicos	Caminos, terraplenes, puentes	Fallas en la base de caminos por deslizamiento, obstrucción y destrucción de puentes

En Soto y Sjöbohm (2006) se evalúa la posible obstrucción de la infraestructura vial, específicamente en cuatro puntos: Quebrada Guillermina, río Tabacón, entre el cruce al volcán y el río Aguacaliente y el río Aguacaliente. Para los casos de obstrucción o destrucción de la infraestructura vial, puede considerarse las rutas de escape sugeridas en el Cuadro 8.11. Sobre la conveniencia o no de que un puente sobre el río Caño Negro sea construido, resulta claro que ese acceso dará una vía libre desde las áreas de y hacia Monteverde y Río Chiquito, lo cual tendría implicaciones fuertes para robustecer la economía turística de la zona, en beneficio de los empresarios. Esto traería, sin embargo, implicaciones de índole ambiental por el sobreuso de un área parcialmente en protección, además de que generaría un tráfico adicional sobre el Parque Nacional, desde otro flanco. Existen atracaderos menores e informales, pero un plan en conjunto con el ICE podría fomentar la planificación de un embarcadero en ese sitio. Debe quedar claro que obviamente la habilitación de un puente y camino que salga de este sector suroeste del volcán hacia Río Chiquito y Monteverde es la mejor opción como vía de escape, pero debo insistir en la conveniencia económica y social para la zona, y los costos que implique para el estado, a menos claro, que existan convenios que favorezcan a todas las partes, previo estudio.

Cuadro 8.11: Rutas de escape identificadas en Soto y Sjöbohm (2006)

Escenario	Rutas de escape por carretera
Obstrucción o destrucción en la desembocadura del río Tabacón	hacia La Fortuna o bien hacia Sangregado.
Obstrucción o destrucción simultánea desde Quebrada Guillermina y río Tabacón	Para este caso, La Palma, ofrece la opción de escape hacia ese caserío y las fincas al norte, a sitios más seguros en fincas, hasta la margen derecha del río Arenal. Otra posible ruta de evacuación es desde La Palma hacia el norte, para cruzar el río Arenal.
Entre el cruce desde la carretera principal hacia el Parque Nacional y el río Aguacaliente	No se menciona
obstrucción o destrucción en el Camino en el borde oeste del Parque Nacional y del volcán Arenal	En este mismo caso, si Tabacón o Guillermina también estuvieran obstruidos, el escape es hacia Sangregado. Otra opción es salir desde la entrada del Parque Nacional hacia el oeste, en el camino viejo hacia Sangregado, la cual ofrece cierta seguridad topográfica, y lleva hasta la presa.
Otras alternativas de escape de acuerdo con el contexto	
Valorar el acceso a través del río Caño Negro, ya que podría ser más rápido el escape por vía lacustre	
Caminos hacia Observatory Lodge y la Finca Cerro Chato al este que además podría servir como refugio temporal	
Ruta de evacuación a pie por senderos cartografiados, que van desde Jilguero, en el lado suroeste del Chato, hacia las vecindades de la catarata del río Fortuna, en el flanco sureste del Chato	

La ubicación de los puntos citados previamente se puede observar en los mapas que se presentan a continuación (Figs. 8.7, 8.8 y 8.9).

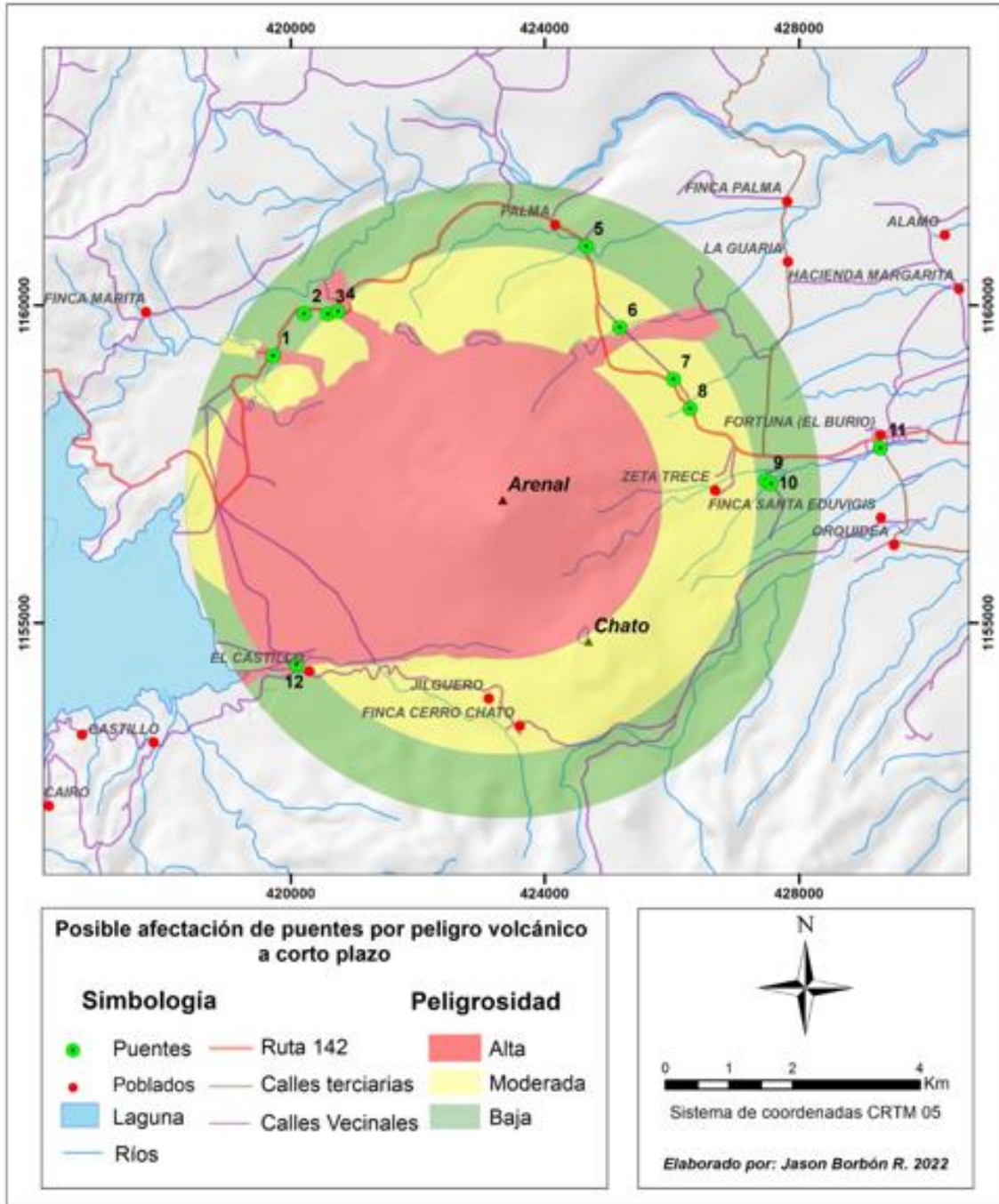


Fig. 8.7: Relación de los puentes visitados y la zonificación de peligro volcánico a corto plazo.

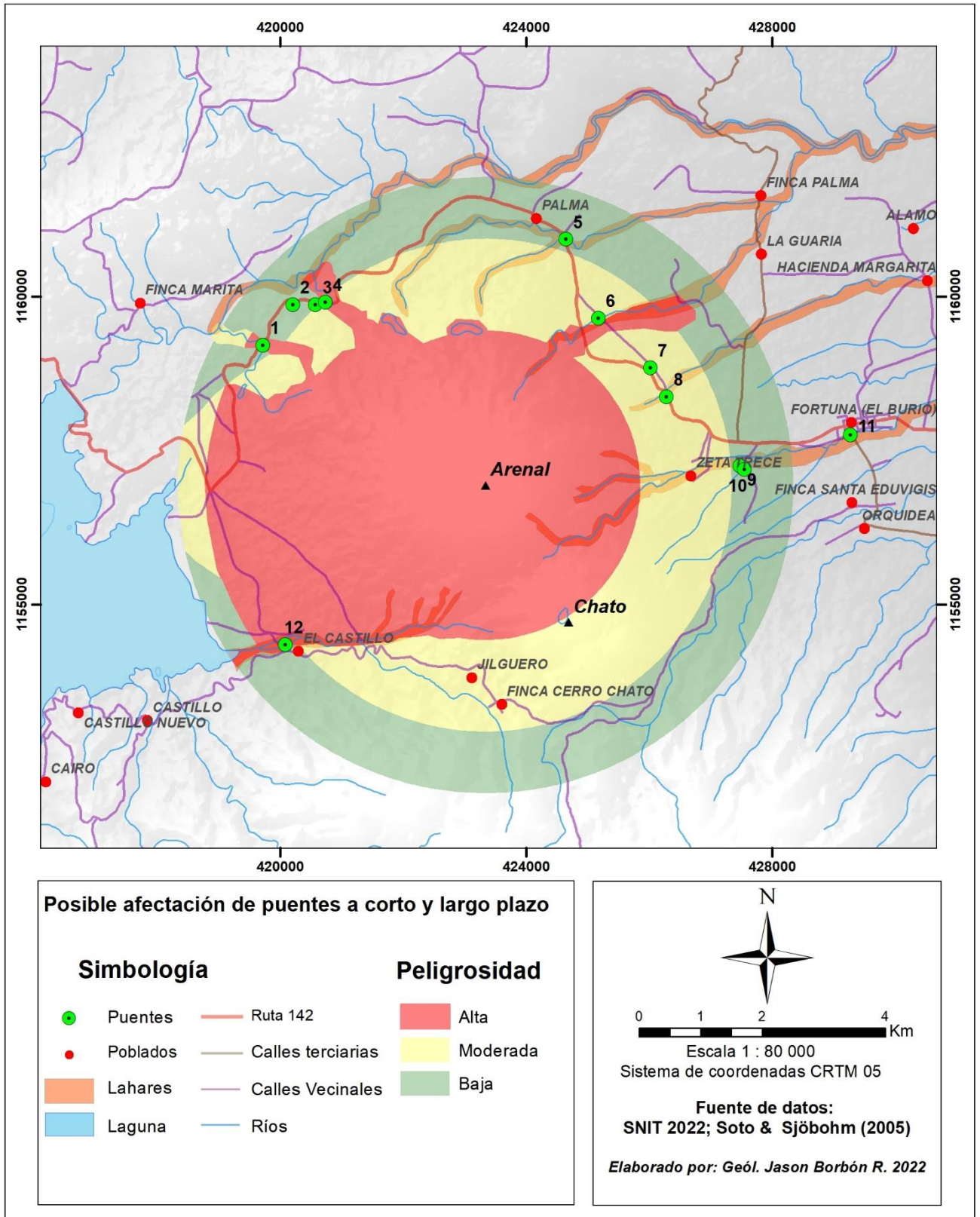


Fig. 8.8: Relación entre el escenario a corto plazo y la afectación por lahares a largo plazo (colores café claro).

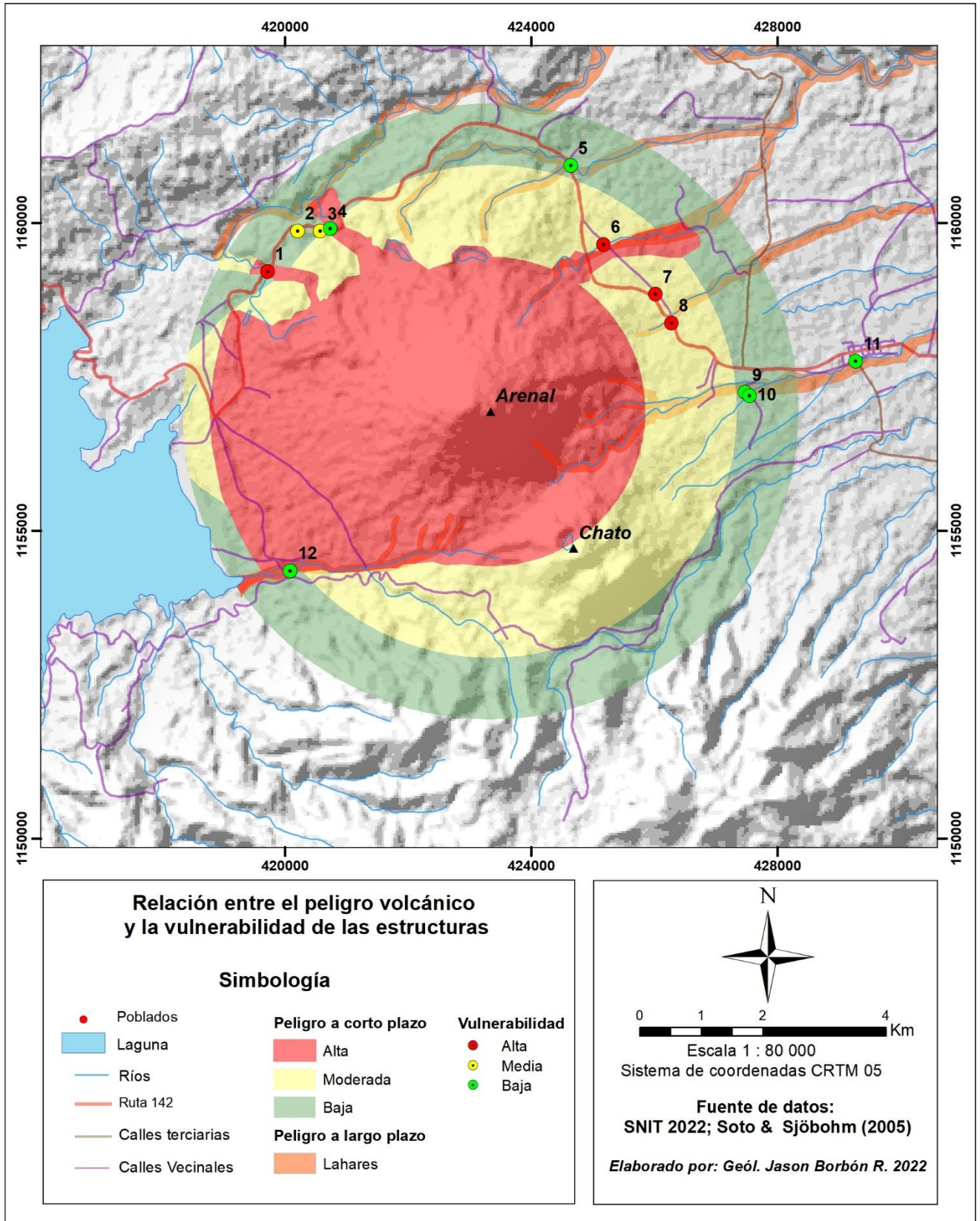


Fig. 8.9: Relación entre el peligro volcánico y la vulnerabilidad de las estructuras de acuerdo a su capacidad hidráulica.

Entonces, a partir de la caracterización de las cuencas hidrográficas identificadas en el corredor de las rutas de evacuación del volcán Arenal y las dimensiones recopiladas en campo en los puntos de descarga sobre la ruta, se analiza las condiciones de vulnerabilidad de cada sitio de interés.

Definición del área de estudio: El área de estudio se delimitó por un corredor vial de 21 km que se extiende desde la desembocadura del río Agua Caliente en el extremo SW del Arenal hasta el centro del cuadrante principal de La Fortuna. A lo largo de este corredor, se identifican 6.4 kilómetros de la ruta cantonal 936 que da acceso al Parque Nacional y caracterizado por estar inmerso dentro de los anillos de mayor peligrosidad según Soto y Sjöbohm (2006). El tramo de 14.2 km hacia el norte del volcán sobre la ruta regional 142 se encuentra dentro de los anillos de peligrosidad verde y amarillo, según se muestra en la figura 4. Sobre este trayecto se identifican los desarrollos hoteleros más representativos y abundantes de La Fortuna, por su cercanía al volcán y presencia de fuentes termales. Es importante notar que, en el mapa de peligrosidad, se han identificado 3 puntos de descarga de material volcánico representado por los números 1, 4 y 6 (Fig. 8.10). Las rutas ubicadas hacia el sector sur del volcán no fueron inspeccionadas por limitaciones del presente proyecto.

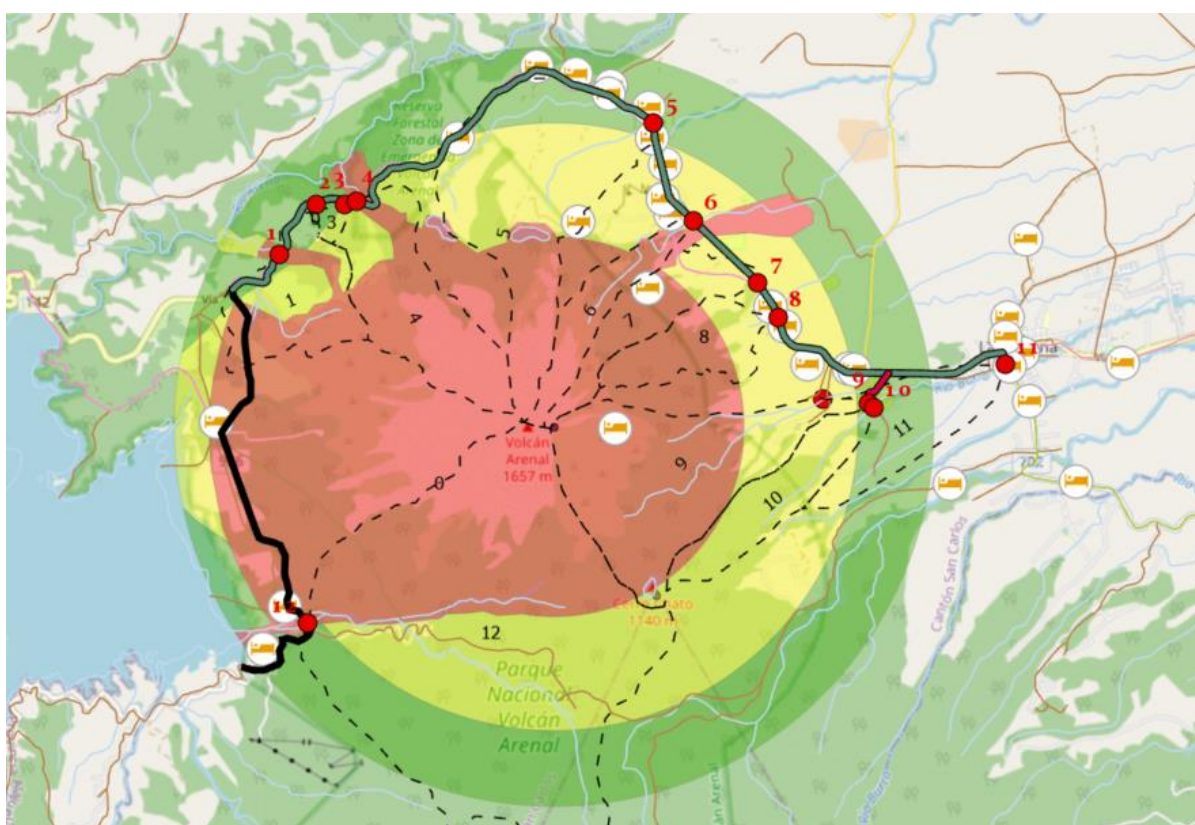


Fig. 8.10: Rutas de evacuación estudiadas a lo largo del volcán Arenal.

Inventario de puntos de descarga: A partir de la inspección realizada en campo, fue posible identificar 12 puntos de descarga que interceptan la ruta de evacuación con pasos de alcantarilla o puentes y se resume en el cuadro 8.12 a y 8.12b.

Cuadro 8.12a: Puntos de descarga identificados en la ruta de evacuación.

Punto	Tipo	Diámetro / ancho (m)	Altura relleno (m)	Longitud (m)	Ubicación de referencia	Sección hidráulica (m ²)	Caudal líquido estimado (m ³ /s)	Vulnerabilidad del sitio
1	Paso de alcantarilla	2 x 1.8	5	50	A 1.5 km al SW de Tabacón, ruta 142	6.48	68	alto
2	Paso de alcantarilla	0.7	2.7	6	A 650 m al O de Tabacón	0.49	0,7	bajo
3	Paso de alcantarilla	0.6	5	15	A 150 m al W de Tabacón	0.36	4	alto
4	Paso de alcantarillas rectangulares con diafragmas	4	2	15	Cercanía de Tabacón	48	94	bajo
5	Paso de alcantarillas rectangulares con diafragmas	4	2	15	Cercanía de Volcano Lodge	48	171	bajo
6	Paso de alcantarillas con estructuras de entrada y salida	1.9	2	15	A 3.2 km al nor-W del cementerio de la Fortuna	3.61	38	alto

Cuadro 8.12b: Puntos de descarga identificados en la ruta de evacuación

Punto	Tipo	Diámetro / ancho (m)	Altura relleno (m)	Longitud (m)	Ubicación de referencia	Sección hidráulica (m ²)	Caudal líquido estimado (m ³ /s)	Vulnerabilidad del sitio
7	Paso de Alcantarilla	2.3	2	15	A 2.1 km al NW del cementerio de la Fortuna	5.29	50	alto
8	Paso de Alcantarilla	2.3	2	15	A 1600 m al nor-oeste del cementerio de La Fortuna	5.29	46	alto
9	Puente Queb. Zeta Trece 1	10	0	15	480 m al S del Cementerio de La Fortuna	150	154	bajo
10	Puente Queb. Zeta Trece 2	6.3	0	4.4	500 m al S del Cementerio de La Fortuna	27.72	55	bajo
11	Puente Río Arenal	10	0	6	Puente de río de salida hacia SJ	60	268	bajo
12	Puente modular	21	4	21	Río Agua Caliente	84	489	bajo

Caracterización de las cuencas estudiadas: Mediante el software Global Mapper se descargó un modelo de elevación digital DEM para el área de estudio, y se realizó un modelo automático de las microcuencas que drenan las aguas hacia principalmente hacia el río Arenal y hacia La Fortuna. Posteriormente los modelos realizados fueron importados en ArcGis, y sobrepuestos con las capas de carreteras, red hidrica, curvas de nivel 1: 25 000 y ortofoto 2017, con el fin de mejorar el trazo de las microcuencas de interes, las cuales corresponden especificamente con aquellas que sirvan de drenaje hacia los puntos de descarga evaluados (pasos de agua y puentes). Las microcuencas definidas presentan característica comun y de interes, que el sentido de la pendiente canalizaría teoricamente los flujos mediante la red de drenaje que la compone. Siendo así los puntos evaluados el sitio crítico por donde los flujos chocarían contra las estructuras que drenan las aguas hacia los principales ríos colectores. La version final del trazo de las cuencas y su relacion espacial con los puntos de interes se puede observar en la Fig. 8.11. Considerando los puntos de descarga inspeccionados y utilizando la información topográfica del área de estudio, se determinaron las cuencas hidrográficas asociadas a cada punto de interés. Esta caracterización permite verificar si la sección hidráulica disponible es capaz de evacuar el caudal líquido que genera la cuenca para eventos hidrometeorológicos inusuales o extremos, además de considerar un sobredimensionamiento por efecto de eventuales flujos de detritos o lodos que pudieran generarse posterior a una reactivación volcánica. En el Cuadro 8.13, se muestran las propiedades características de las 13 cuencas estudiadas.

Cuadro 8.13: Caracterizaciones morfométricas las cuencas hidrográficas estudiadas

Cuenca	Tamaño de la cuenca (Ha)	Caudal líquido : $c \cdot i \cdot A$ (m ³ /s)	Método Talbot A (m ²)	Longitud de la cuenca (L) (m)	Ancho de la cuenca (B) (m)	Factor de forma (kf)	Relación elongación (Re)	Delta Elev (m)	Tc (min)
1	234,15	68	11,0	1625	1441	0,9	1,1	241,0	16,2
2	2,348	0,7	0,3	237	99	0,4	0,7	9,0	9,5
3	14,178	4	1,3	547	259	0,5	0,8	99,0	6,9
4	323,055	94	13,9	3632	889	0,2	0,6	1102,0	11,2
5	586,823	171	21,8	4600	1276	0,3	0,6	1244,0	13,9
6	131,308	38	7,1	1552	846	0,5	0,8	1205,0	5,9
7	171,501	50	8,7	1773	967	0,5	0,8	1236,0	6,6
8	156,959	46	8,1	2500	628	0,3	0,6	738,0	9,5
9	527,644	154	20,1	4170	1265	0,3	0,6	1260,0	12,8
10	187,442	55	9,3	3630	516	0,1	0,4	793,0	11,4
11	919,265	268	30,6	6000	1532	0,3	0,6	1338,0	17,0
12	1675,67	489	47,9	4843	3460	0,7	1,0	1048,0	21,5
13	682	199	24,4	3770	1809	0,5	0,8	1053,0	9,5

Es posible determinar que las cuencas tienen tiempos de concentración (Tc) son relativamente cortos, menores a 20 min, y las cuencas 3, 6 y 7 tiene tiempos muy cortos (menores a 6 min) con cual, eventos hipotéticos de flujos volcánicos llegarían a los puntos de descarga de manera acelerada.

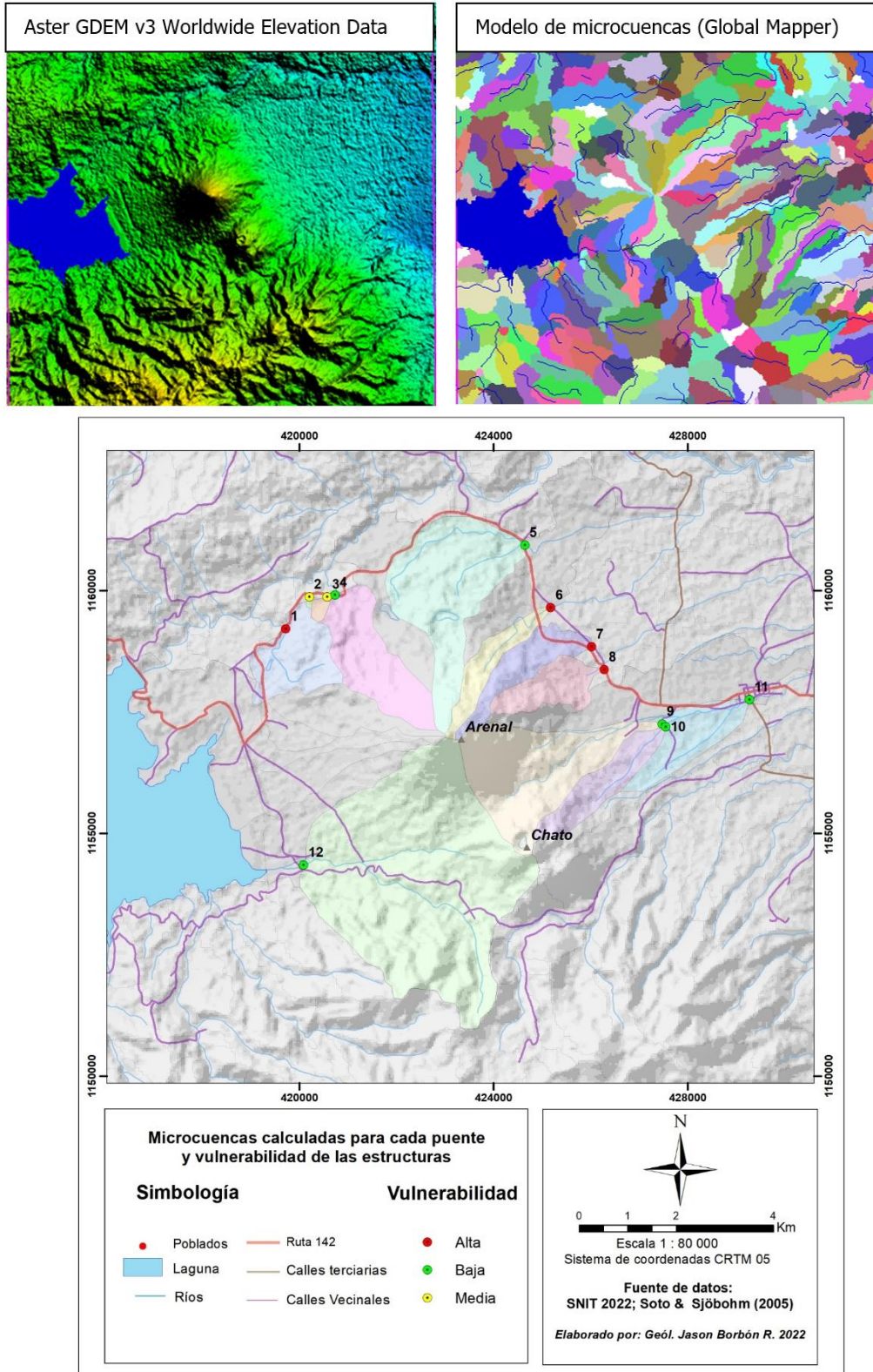


Fig. 8.11: Cálculo de las cuencas realizado para el área de estudio.

Vulnerabilidad de los pasos de alcantarillas y puentes: Al realizar un análisis hidráulico preliminar comparando la capacidad hidráulica de los sistemas de evacuación existentes con el caudal líquido que puede generarse y aplicando el método de Talbot, es posible elaborar el gráfico de la Fig. 8.12, en escala logarítmica.

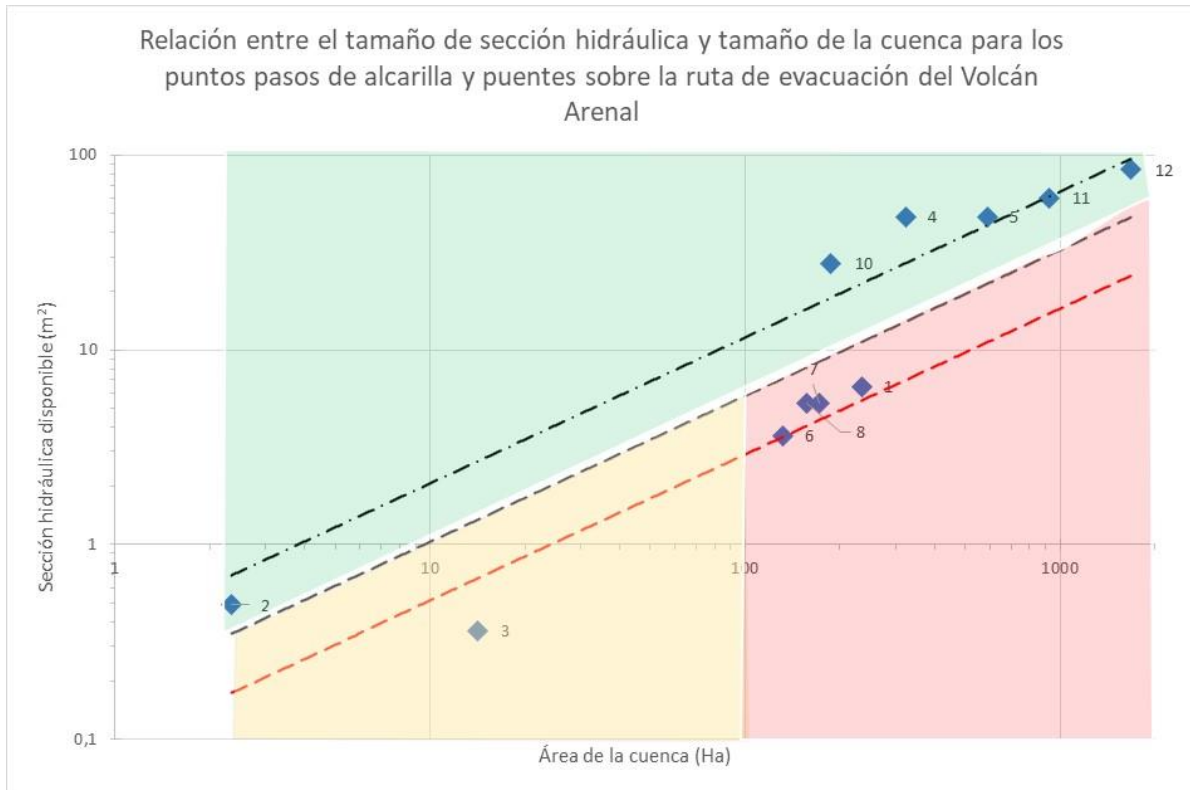


Fig. 8.12: Gráfica de Talbot. Los números de los puntos corresponden con los puntos de drenaje

De este análisis preliminar es posible determinar que los puntos de drenaje 1, 3, 6, 7 y 8 no disponen de la capacidad hidráulica para evacuar apropiadamente con eventos de lluvia inusuales o excepcionales. Por otra, considerando eventos de flujos de detritos, es posible indicar que los puntos de evacuación 2, 4, 5, 10, 11 y 12 disponen de incluso del doble de su capacidad para canalizar apropiadamente dichos eventos.

8.9 PERCEPCIÓN DEL RIESGO VOLCÁNICO

Quizás el primer estudio sobre la percepción del riesgo volcánico en Costa Rica fue realizado en 1994 por Norman Kerle para el volcán Arenal (Kerle, 1996). En dicho trabajo se concluye que el área más peligrosa (flanco W afectado por los flujos piroclásticos de 1968, 1975 y 1993), basado en el estudio de Geotérmica Italiana-ICE (1992) abarcaba un área de 40 km², estaba habitada en ese entonces por unas 30 personas, pero recibía un número de visitantes diarios de más de 300 turistas, pudiendo alcanzar hasta 700 personas. Para ese entonces, ya los alrededores del Arenal comenzaban a mostrar signos claros de un fuerte desarrollo cultural y en infraestructura, con un total de 2600 personas bajo la zona B de peligro ubicada en las inmediaciones inmediatas del flanco oriental (al año 1994). Dicho estudio recomendaba que la educación de la población referente al peligro volcánico era una herramienta importante y que no existían planes de emergencia o de evacuación. Una encuesta realizada a 71 personas en 1995 evidenció que tan solo el 2 % de la población en ese entonces se acordaba de la erupción de 1968, y parcialmente de 1975 y 1993, pero que un tercio de la población esperaba que la siguiente erupción en importancia ocurriera en los próximos 4-20 años (es decir entre 1998 y 2014), según se desprende de dichas entrevistas (Kerle, 1996). En efecto, la siguiente erupción en importancia ocurrió en el 2000.

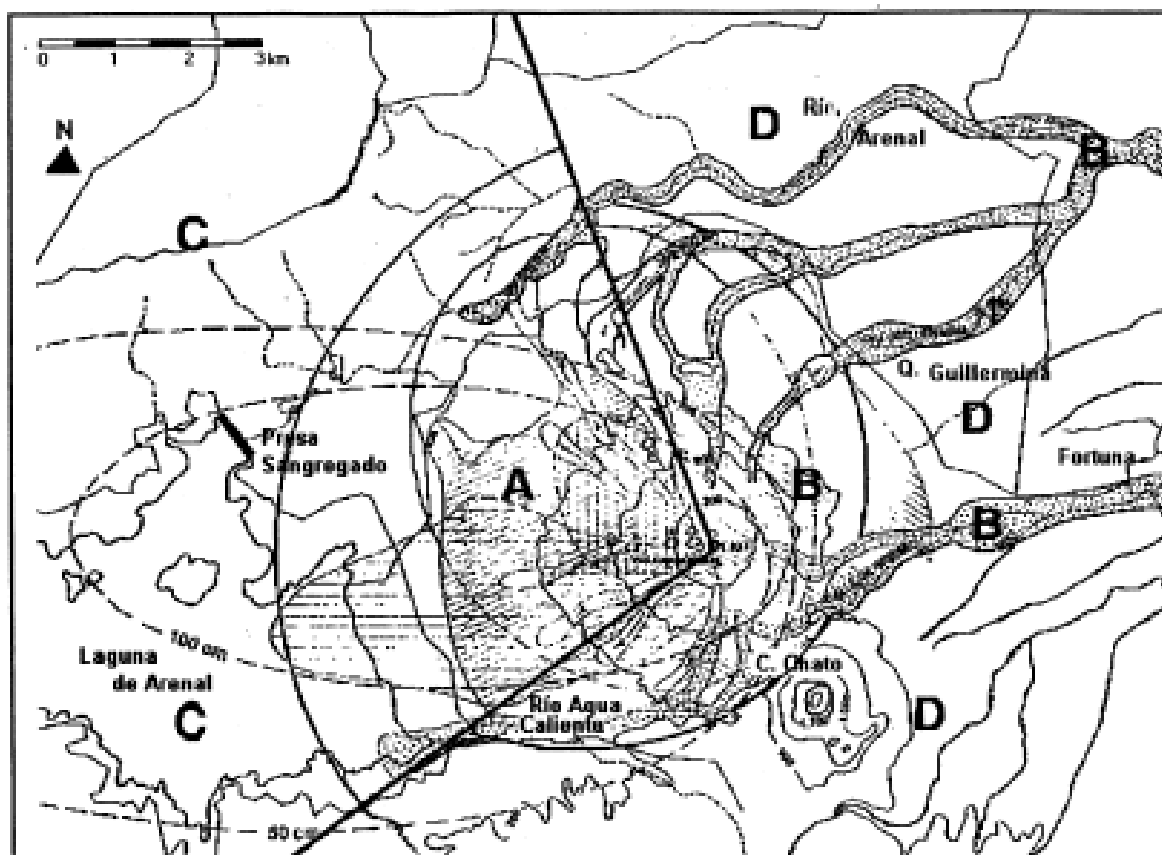


Fig. 8.13: Mapa de peligros volcánicos (Geotermica Italiana-ICE, 1992) utilizado por Kerle (1996) para su estudios de percepción del riesgo volcánico.

Por otro lado, siete años después, en el 2001, se realizó una nueva encuesta a 104 personas, a pesar de que no se le preguntó a la población sobre si han mejorado su conocimiento sobre los planes de emergencia, Chacón (2005) sí plantea que, para la fecha de realización de su investigación, dichos planes no habían sido aplicados de forma homogénea y se encontraban ausentes en la mayor parte del territorio. Posteriormente, Berrocal (2008) registra sobre la inexistencia de los planes de emergencia dentro del sector turístico y que aquellas personas que dicen contar con estos planes en sus establecimientos, pero muestran una confusión sobre los planes de emergencia relacionados a incendios y aquellos para peligros volcánicos, mientras aseguran que cuentan con los señalamientos en sus infraestructuras como las escaleras de evacuación y los extintores, pero no cuentan con protocolos para poder realizar una evacuación si un evento volcánico llegara a presentarse en el futuro. Una nueva encuesta se realizó a unas 40 personas en el 2007 por parte de Berrocal.

Comparando esta información del volcán Arenal con la información obtenida Leytón (2020) para todo el país, se tiene que, del total de las 240 entrevistas obtenidas, 13 personas (5.41 %) pertenecen a encuestados que dicen sentir la influencia de este volcán, de ellos el 54 % aseguró no conocer información relacionada a planes de emergencia, mientras el restante 46 % sí posee esta información. Si se toma en cuenta estos registros, se puede observar que con el transcurrir del tiempo, a pesar de que mejoró el conocimiento de la población sobre este tema, sigue existiendo un porcentaje muy significativo de la población no se encuentra totalmente preparada para reaccionar en caso de que el volcán Arenal presente actividad. Se necesitaría investigar más afondo por qué dicha información no está llegando a la mayoría de la comunidad, o si estos presentan algún tipo de confusión sobre los planes de emergencia como en el caso del 2008.

Un nuevo estudio a modo de práctica profesional fue realizado por los estudiantes de la maestría Profesional en Gestión del Riesgo en Desastres y Atención de Emergencias de la UCR, aunque se contó con la limitación del corto tiempo disponible para realizarla, la limitada población y funcionarios consultados, por lo que no se pudo profundizar (Fonseca et al., 2022). Sin embargo, algunas conclusiones interesantes merecen rescatarse, las cuales, además, son recurrentes en la mayoría de los estudios de percepción del riesgo a nivel nacional enfocado a los volcanes.

Respecto a los datos recopilados en las encuestas, la mayor cantidad de encuestados indica que se dedica a la actividad económica de servicios, mostrando que es una de las principales actividades económicas de la zona. Se destaca que la mayor cantidad de población participante indicó que su último grado académico cursado fue primaria completa, mientras que los guardaparques indican que su grado académico son estudios universitarios completos; a pesar de esto, existe una naturalización del riesgo y que en este caso particular la percepción del riesgo no está condicionado al grado de escolaridad (Fonseca et al., 2022).

En términos generales, se identifica que la población percibe que el volcán no es una amenaza, sino que para ellos resulta “Normal vivir en la zona, una bendición, orgullo y algo positivo estar cerca”. Por ello, lo perciben como un beneficio, específicamente personas que trabajan en turismo, comercio y servicios, ya que indican que la falta de actividad volcánica ha provocado pérdidas económicas y eso los lleva a tener una reducción de sus ingresos (Fonseca et al., 2022).

En el caso de las personas que indican que viven en una zona riesgo, lo definen como que “es peligroso, un riesgo y oportunidad de trabajo”, por lo que consideran es un beneficio, que se traduce en una oportunidad de desarrollo laboral, personal y están dispuestos a convivir con dicho riesgo. La población reconoce el riesgo, pero lo percibe como un nivel bajo o poco probable que se presente una erupción volcánica (Fonseca et al., 2022).

La encuesta destaca, además, que las personas de la zona no saben qué hacer en caso de emergencia. A nivel institucional, por ejemplo, la falta de comunicación de un plan de emergencias, o del documento como tal. Sin embargo, expresan que su respuesta consistiría en evacuar la zona, mencionando algunas palabras como “correr, buscar refugio, taparse la boca, huir, trasladarse a San José, o esperar que digan las autoridades nacionales, entre otros”.

Respecto a la encuesta realizada a los guardaparques, los resultados identifican que no existe claridad en procedimientos, protocolos o cualquier otra información que permita a los funcionarios atender una emergencia por erupción volcánica. Lo que externaron cada uno de los colaboradores refleja que no se cuenta con información unificada.

8.10 PROYECCIÓN POBLACIONAL DE LA FORTUNA AL 2030 CON ENFOQUE HACIA LA VULNERABILIDAD VOLCÁNICA

En el apartado 1.1 de Aspectos Geográficos y Geohistóricos, se comentó sobre el acelerado desarrollo en infraestructura, servicios y población que ha tenido el distrito desde 1970. Puesto que el desarrollo socioeconómico y en infraestructura en la vecindad y faldas del Arenal incrementa la vulnerabilidad de pobladores y bienes, se consideró importante el realizar una proyección del crecimiento de la población, pensando en el año 2030, a modo de ejemplo. Se escogió el año 2030 dado que se está por establecer una actualización del reglamento de restricción vigente.

En vista que las proyecciones que se pensaban realizar con imágenes satelitales, no se pudo efectuar, ya que se carecía de información pertinente a los años de las imágenes satelitales (Sentinel 2017, 2018 y 2021), aunado a la nubosidad que dificulta la diferenciación de las diversas coberturas de suelo pertinentes, por lo tanto, se tomó la decisión de realizarlas por medio de proyecciones poblacionales y, con ello, generar áreas de posibles ocupaciones edificadas en La Fortuna. Entonces, las proyecciones poblacionales se realizaron con el fin de observar el posible comportamiento del crecimiento urbano desde 2011 hasta el 2030, con el fin de ver las zonas de influencia que tendría el crecimiento poblacional en La Fortuna de San Carlos. Los datos utilizados fueron los correspondientes a las estadísticas demográficas 2011-2025 del INEC (2011).

En el Cuadro 8.14 se presenta las proyecciones poblacionales del distrito de La Fortuna, el cual se tomó en cuenta aspectos como el promedio de extensión de vivienda en Costa Rica (109 m²) y con ello las personas aproximadas que acorde al INEC (2011), habitan por vivienda en el país (2 personas por vivienda).

Cuadro 8.14: Proyecciones poblacionales en La Fortuna 2011-2030 basado en datos del INEC (2011).

Años	2011	2015	2021	2025	2030
Población	16283	17498	19297	20411	102055
Personas por vivienda	2	2	2	2	2
Tamaño de vivienda (m²)	109	109	109	109	109
Cantidad de viviendas	8142	8749	9649	10206	51028
Área de influencia (m²)	887 424	953 641	1 051 687	1 112 400	5 562 003
Radio de influencia (m²)	443712	476821	525843	556200	2781001

En la Fig. 8.14 se observa los radios pertinentes a la influencia de cada año de las proyecciones realizadas, partiendo desde un nodo central, que en este caso se realizó en el área más urbanizada de La Fortuna, en donde se puede observar que para el año 2030, se proyecta una influencia de edificaciones considerables, las cuales podrían provocar una ciudad compacta en el distrito, abarcando poblados vecinos como La Guaria, Hacienda Margarita y Zeta Trece, justamente uno de los poblados que poseen más cercanía con el volcán. Hay que destacar que alrededores de los centros poblados, se realizan las actividades primarias, las cuales han ido cediendo por la actividad turística y su auge en busca de edificaciones comerciales para esta actividad; además, ha generado la organización comunal en torno a la actividad turística, que ha ido creciendo en los últimos años, con la incursión de pequeños comerciantes que han tratado de generar algún tipo de regulación hacia la actividad.

Ahora bien, si se sobrepone el mapa de amenazas disponible sobre el de crecimiento urbano, en donde las afectaciones van a estar acordes a lo establecido en los apartados anteriores, se tendría un aumento en la vulnerabilidad, en particular al evidenciarse que la población de La Fortuna se está adosando con la de Zeta 13 (Fig. 8.15).

No cabe ninguna duda que se desarrollaron muchos hoteles y cabinas en los últimos tres decenios, así como centros turísticos diversos en sus faldas, cada vez acercándose más a los límites del PNV Arenal. Así pues, resulta evidente que se está incrementando la vulnerabilidad y la posibilidad de que, ante un evento eruptivo imprevisto o aún con signos de aviso, puedan salir turistas heridos o incluso muertos. Pero por el otro lado, se tienen los ingresos económicos que se perciben en el sector turístico y agropecuario, por lo que, si se toman ciertas previsiones mínimas, se puede reducir la vulnerabilidad.

En síntesis, se observa los radios pertinentes a la influencia de cada año de las proyecciones realizadas, partiendo desde un nodo central, que en este caso se realizó en el área más urbanizada de La Fortuna, en donde se puede observar que para el año 2030, se proyecta una influencia de edificaciones considerables, las cuales podrían provocar una ciudad compacta en el distrito, abarcando poblados vecinos como La Guaria, Hacienda Margarita, Zeta Trece que este último es uno de los poblados que poseen una cercanía al volcán Arenal. Hay que destacar, que alrededores de los centros poblados, se realizan las actividades primarias, las cuales han ido cediendo por la actividad turística y su auge en busca de edificaciones comerciales para esta actividad; además provocando la organización comunal en torno a la actividad turística ha ido creciendo en los últimos años, con la incursión de pequeños comerciantes que han tratado de generar algún tipo de regulación hacia la actividad. Un aspecto importante es que los medianos y grandes hoteleros buscan puntos panorámicos para construir habitaciones con vistas al volcán; mientras que los complejos residenciales se extienden por zonas alejadas.

Si se repitiera un evento como los de 1968 o mayor, esto traería consecuencias negativas a las poblaciones aledañas al volcán y con ello infraestructura importante para el desarrollo del área, ya que parte del distrito se vería afectado por influencia de los lahares. Las futuras afectaciones se deben al crecimiento de la infraestructura existente, ya que la tendencia del crecimiento turístico está definida por el paso de la carretera principal que pasa por el medio del poblado, no solo como vía de acceso sino como vía de desarrollo comercial. El comercio de pequeña escala es más competitivo en el casco urbano de La Fortuna.

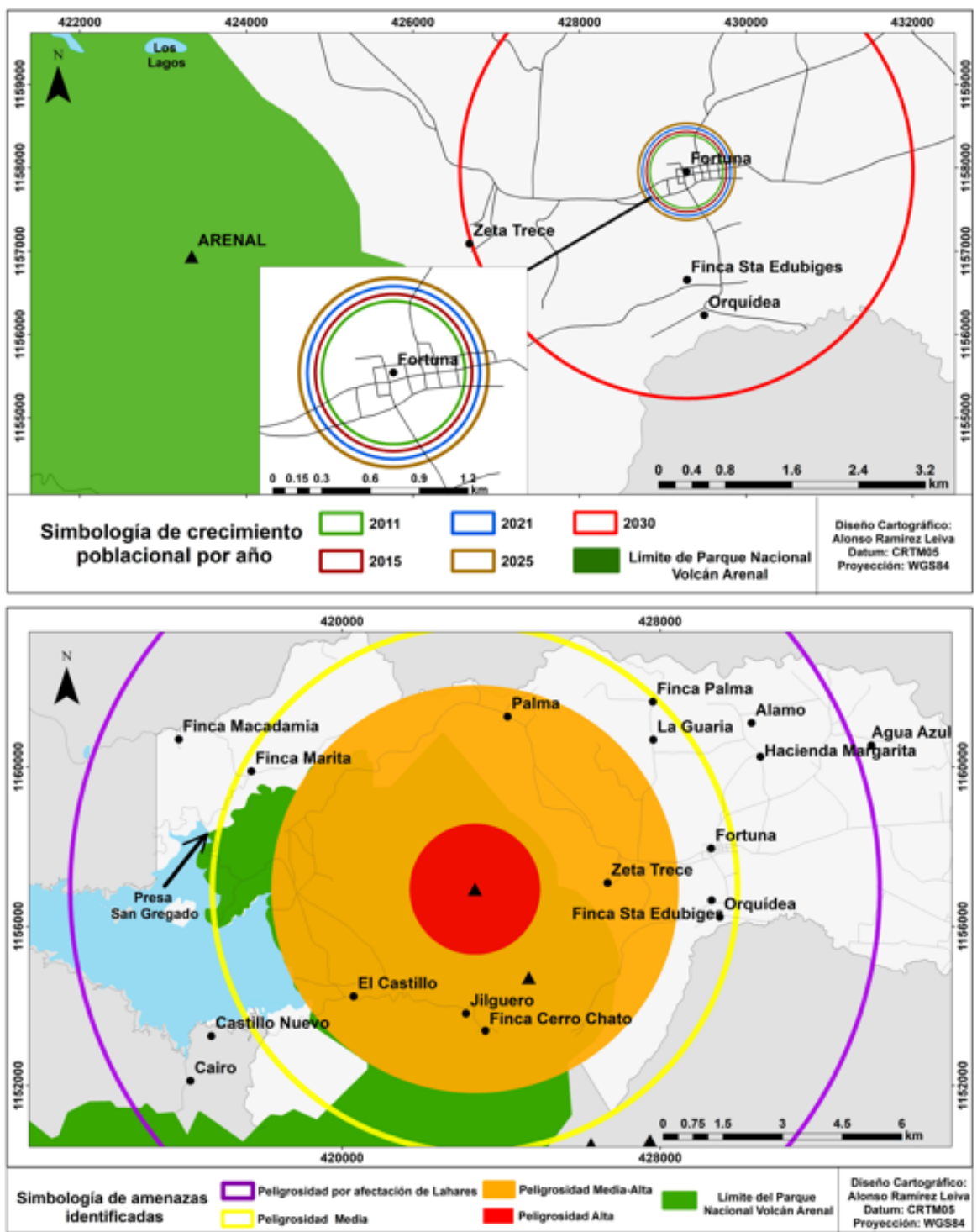


Fig. 8.14: Arriba, proyección poblacional y crecimiento urbano de La Fortuna 2011-2030, mientras que abajo se presenta y su exposición ante los peligros volcánicos.

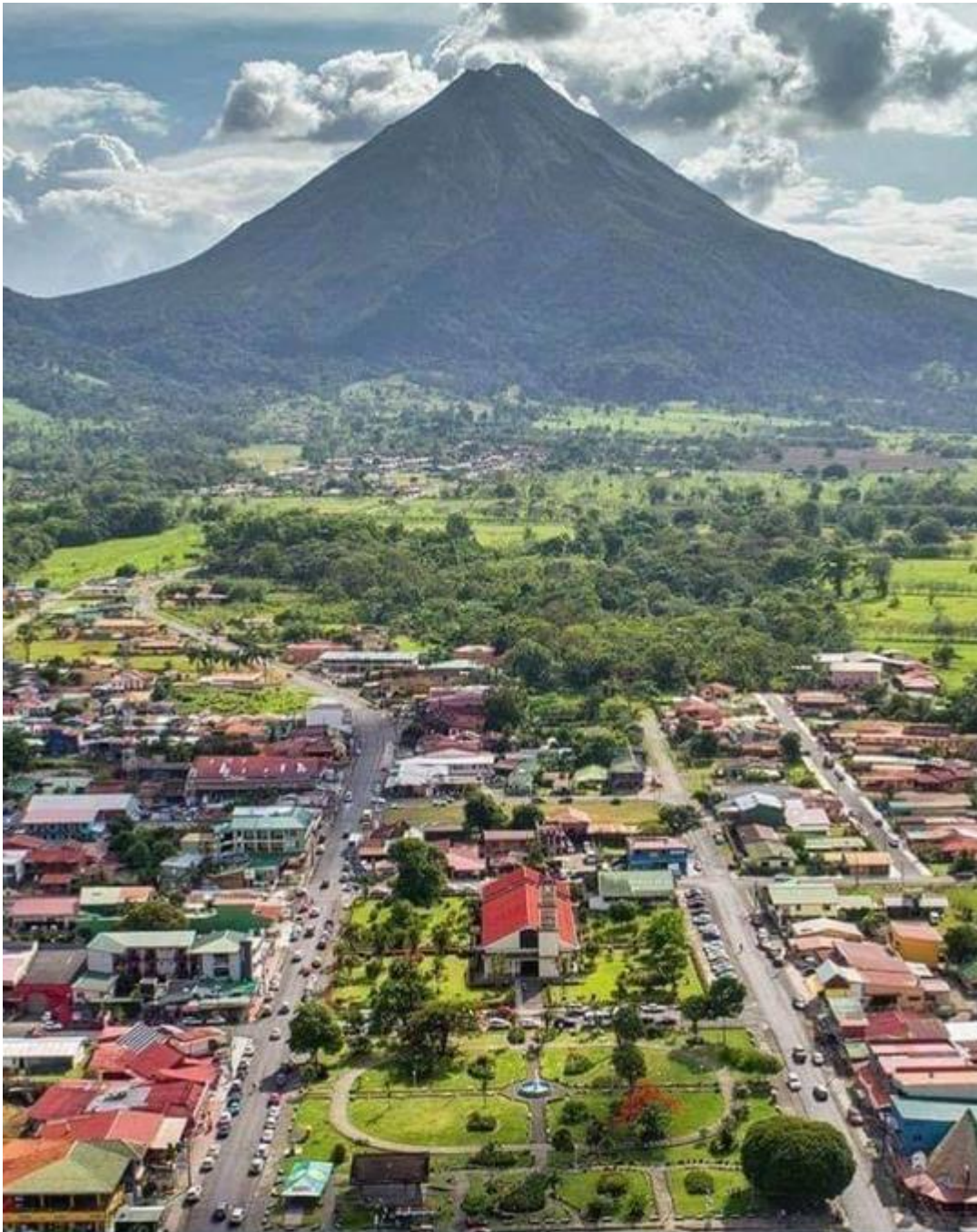


Fig. 8.15: En primer plano, la población de La Fortuna y al fondo, al pie del Arenal, el poblado de Z-13. Hoy día, ambos polos de desarrollo se han fusionado y ello continuará extendiéndose hacia los pies del volcán, incrementado la vulnerabilidad volcánica.

8.11 LAS POLÍTICAS DE ORDENAMIENTO TERRITORIAL Y ASPECTOS FALTANTES

Las acciones que se realizaron en el Arenal a partir del decreto del 2001 (que se discutirá en el apartado que sigue), ayudaron a reducir la pérdida de vidas y de daños a la propiedad, causados por la actividad volcánica, aunque no deben olvidarse otros procedimientos de mitigación tales como el establecimiento de sistemas de monitoreo y alerta, medidas de evacuación en emergencias, medidas de protección, programas de seguros y medidas de socorro y rehabilitación; muchas de tales actividades están asociadas con los preparativos, que forman parte de la fase de manejo del peligro. Sin embargo, de las posibles acciones una de las más importantes, y posiblemente más descuidadas en Costa Rica, es la que se refiere al establecimiento de políticas en materia de ordenamiento territorial donde se planifique el uso del suelo acorde con las características de la amenaza natural. Resulta por ello necesario que los entes encargados de atender una eventual emergencia tengan claro cuáles son las políticas de uso de tierras que se requieren en la zona, de tal forma que las promuevan y vigilen su cumplimiento, a fin de disminuir la vulnerabilidad de la zona. En materia de ordenamiento territorial en la zona no existen grandes avances, dado que no hay planes reguladores que la cubran, ni en el cantón de Tilarán ni en el de San Carlos; la única iniciativa, que dista un poco de ser una política en ordenamiento territorial, pero que al menos define una zonificación de uso del uso del suelo en área bajo amenaza volcánica en los alrededores del Arenal es la realizada por la CNE, y que se constituyó en un Reglamento publicado en La Gaceta, N°8 del 11 de enero del 2001 (CFIA, 2003; Van der Laet, 2003; Esquivel, 2004; Soto, 2004; Pujol y Valentinuzzi, 2006).

En el cantón de Tilarán existe un Plan Regulador de 1985, sin embargo la zona regulada en el mismo cubre solamente el área entre el río Santa Rosa al N y este, la quebrada Cabra al S y hacia el W el costado oeste del cerro Tilarán y del río Santa Rosa a la quebrada Cabra, lo anterior deja por fuera la zona más cercana al volcán Arenal, al oriente del cantón, para la cual por lo tanto no hay ninguna regulación de uso del suelo ni restricciones a la construcciones, al fraccionamiento y construcción de urbanizaciones ni en lo que respecta a la de vialidad. Por su parte, en San Carlos se hizo un Plan Regulador en 1981 el cual, al igual que el de Tilarán, cubrió solamente la ciudad más importante del cantón, Ciudad Quesada en este caso, dejando por fuera las zonas más alejadas, incluyendo el distrito de La Fortuna donde se encuentra el volcán Arenal. Los límites de este Plan son: al N la unión de la Calle Vieja con la carretera a Florencia, al S la entrada del Ingenio Las Mercedes, al E la quebrada Florida sobre la ruta a La Marina y al W la escuela de Concepción y la calle que conduce a La Abundancia. Como ya se mencionó anteriormente, el Reglamento de Uso del Suelo elaborado por la CNE constituye la única iniciativa para establecer límites al uso del suelo en la zona más cercana al volcán, y también incluye una restricción a la visita y tránsito de personas (Esquivel, 2004; Pujol y Valentinuzzi, 2006).

Sin embargo, dicha zonificación no cubre más que un área de 5.5 km a la redonda del volcán, que es la zona que se ha visto afectada en la historia reciente, y no se considera la posibilidad de que el volcán tenga una actividad mayor, como las predichas en los estudios realizados por Kerle (1996) y Alvarado y Soto (1997), las cuales podrían presentarse en un mediano y largo plazo. En este sentido el aspecto más relevante a tener en cuenta es que el

ordenamiento territorial no es un asunto de corto plazo, más bien al establecer regulaciones sobre uso del suelo se piensa en plazo de 50 años o más, por lo tanto, no es relevante que el volcán pueda o no hacer una erupción violenta en un futuro cercano, cosa que para los expertos parece ser poco probable, sino más bien hay que aceptar el hecho de que podría hacer erupción en algún momento en el futuro, y es necesario desde ya establecer lineamientos que protejan a los pobladores y la infraestructura, de tal forma que a la hora de darse un evento desastroso los impactos humanos y materiales sean los menos posibles. Para la zona estudiada deberían considerarse la realización de nuevos Planes Reguladores de Tilarán y San Carlos que cubran la zona más cercana al Volcán Arenal, y consideren, al establecer la zonificación de uso del suelo, la amenaza de una erupción más violenta, a fin de establecer los usos más compatibles con esto y las características de las construcciones y vías necesarias. En esos planes reguladores también sería importante definir claramente las zonas donde puede darse un desarrollo urbano en forma segura, es decir hasta dónde pueden crecer los pueblos de la zona, en especial La Fortuna, y las características deseadas para ese crecimiento (Pujol y Valentinuzzi, 2006).

8.12 LA REGULACIÓN EN EL USO DEL SUELO EN EL ARENAL

Ortiz (1996) comenta que a nivel mundial claro está que un método para reducir el riesgo a muy bajo costo sería el prohibir el acceso a determinadas zonas, aunque 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 (6.3 % del PIB, Benavides, 2020). 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 abordar un avión o ferry.

8.12.1 Antecedentes

La CNE es la entidad rectora en lo que se refiera a la prevención de riesgos y a los preparativos para atender situaciones de emergencia y, por lo tanto, debe dictar resoluciones vinculantes sobre situaciones de peligros, riesgo y desastres, basadas en criterios técnicos y científicos tendientes a orientar las acciones de regulación y control para su eficaz prevención y manejo, que regulen o dispongan su efectivo cumplimiento por parte de las instituciones del Estado, el sector privado y a la población en general. Por ello, los funcionarios de los órganos y entes competentes para ejecutar o implementar tales resoluciones vinculantes, en ningún caso podrán desaplicarlas.

A raíz de una serie de flujos piroclásticos el 23 de agosto del 2000, dos turistas estadounidenses y el guía costarricense sufrieron quemaduras graves, que culminaron con la muerte de una menor de edad y del guía. Ante la solicitud expresa de la Junta Directiva de la CNE. Un primer documento fechado en setiembre del 2000, suscrito por Eduardo Malavassi

(UNA), Guillermo Alvarado I. (ICE), Wilfredo Rojas (UCR) y Lidier Esquivel (CNE), titulado “Restricciones para el uso del suelo en los alrededores del volcán Arenal” y membretado por OVSICORI, RSN y CNE, muestra un borrador sobre lo que sería el Reglamento en tal mes. Curiosamente, el documento (excepto el nombre de Wilfredo Rojas, cambiado por el de Sergio Paniagua) aparece en las páginas 46-47 de *La Gaceta* del 11 de enero del 2001, totalmente en repetición a lo que ya había sido expuesto en páginas anteriores (Fig. 8.16 y 8.17). se confeccionó un reglamento para el mejor manejo del área de Arenal bajo amenaza volcánica, que fue publicado en *La Gaceta* N.º8 del 11 de enero del 2001 en amparo de la Ley Nacional de Emergencia N° 7914 del 28 de setiembre de 1999 (Esquivel, 2004)

El Acuerdo Tercero de los “Considerandos” aparecidos en *La Gaceta* (p. 43), establece que “se solicitará al Gobierno de la República gestionar la asesoría técnica de profesionales extranjeros, de preferencia de nacionalidad japonesa y estadounidense de primer orden... con la finalidad de que analicen las situaciones de riesgo para las personas que podrían darse en la Zona de Restricción (R1) y recomienden las medidas que correspondan ya sea prohibitivas, restrictivas o preventivas con señalamiento de las características técnicas de las medidas de prevención, si es que las mismas fueren procedentes”. La visita del experto se concretó del 12 al 21 de noviembre del 2003, cuando el Dr. Robert Tilling, del *United States Geological Survey*, realizó la evaluación requerida (Fig. 8.18 y 8.19), y la presentó en su informe del 23 de diciembre del 2003, titulado “Appraisal of the Land-Use Restriction Map and Associated Presidential Decree (2001) for Volcán Arenal, Costa Rica”.

Esta consultoría se justificó, en tanto que deben estudiarse y ejecutarse las recomendaciones del informe del Dr. Tilling, acordes con el espíritu del Reglamento mencionado (“si es que las mismas fueren procedentes”), las políticas de la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, y las sugerencias y asesorías del Comité Asesor Técnico en Vulcanología.

Dentro de las medidas de mitigación y prevención, en el distrito de la Fortuna existe un decreto el cual la función de este es realizar restricciones al uso de la tierra y, con ello, el libre tránsito de personas alrededor y dentro del distrito. Constituye la primera experiencia a nivel mundial, donde se diseñan normativas con carácter de decreto de ley para la zonificación de zonas de restricción y libre tránsito de personas en un volcán activo (Esquivel, 2004).

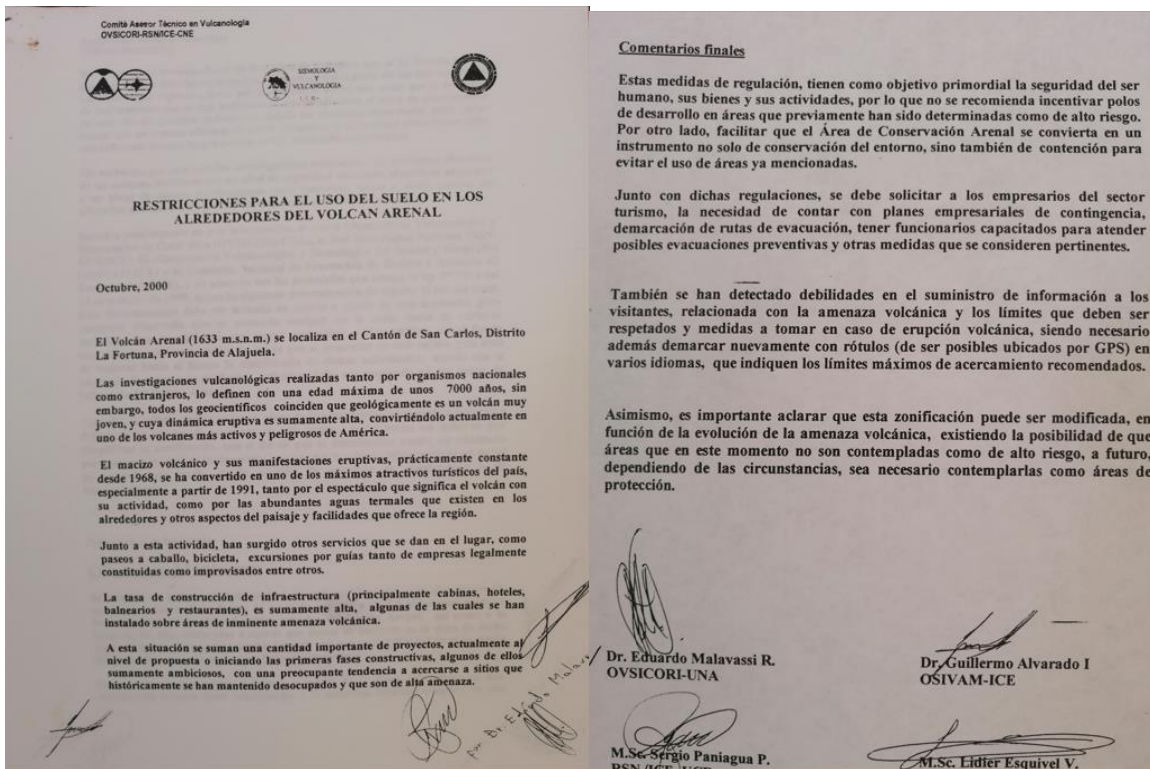


Fig. 8.16: Borrador final con las firmas de los involucrados que cristalizaría en el decreto de *La Gaceta* del 11 de enero del 2001. Este documento, para el vulcanólogo Tilling, marca un paso histórico y único (a su criterio) a nivel mundial en la regulación del terreno alrededor de un volcán activo, ejemplo a seguir en otras regiones. Pese a ello, desde el 2001, no se ha vuelto a establecer otro decreto similar en ningún volcán costarricense.

Mapa de restricción de uso del suelo, volcán Arenal

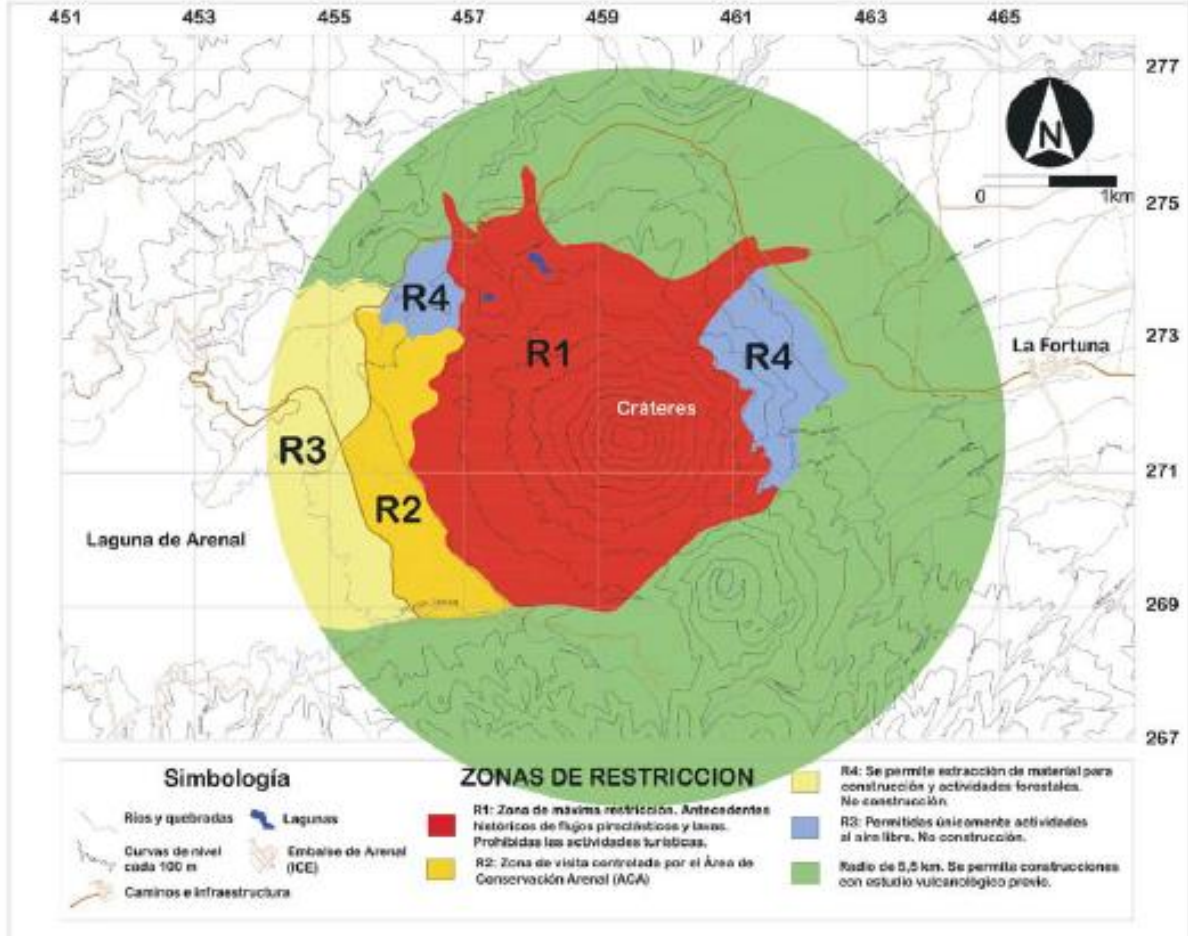


Fig. 8.17: Versión del mapa de restricción de uso del suelo en el área de Arenal, con la nueva topografía, conservando las zonas de restricción tal como se publicó en *La Gaceta* del 11 de enero del 2001.



Fig. 8.18: Arriba al centro, el Dr. Robert I. Tilling, del USGS, discute en el volcán Arenal, con los miembros del CAT – Vulcanología acompañante en la gira (Eduardo Malavassi, Gerardo Soto y Raúl Mora). Noviembre del 2003 (Fotografías de L.M. Sjöbohm).

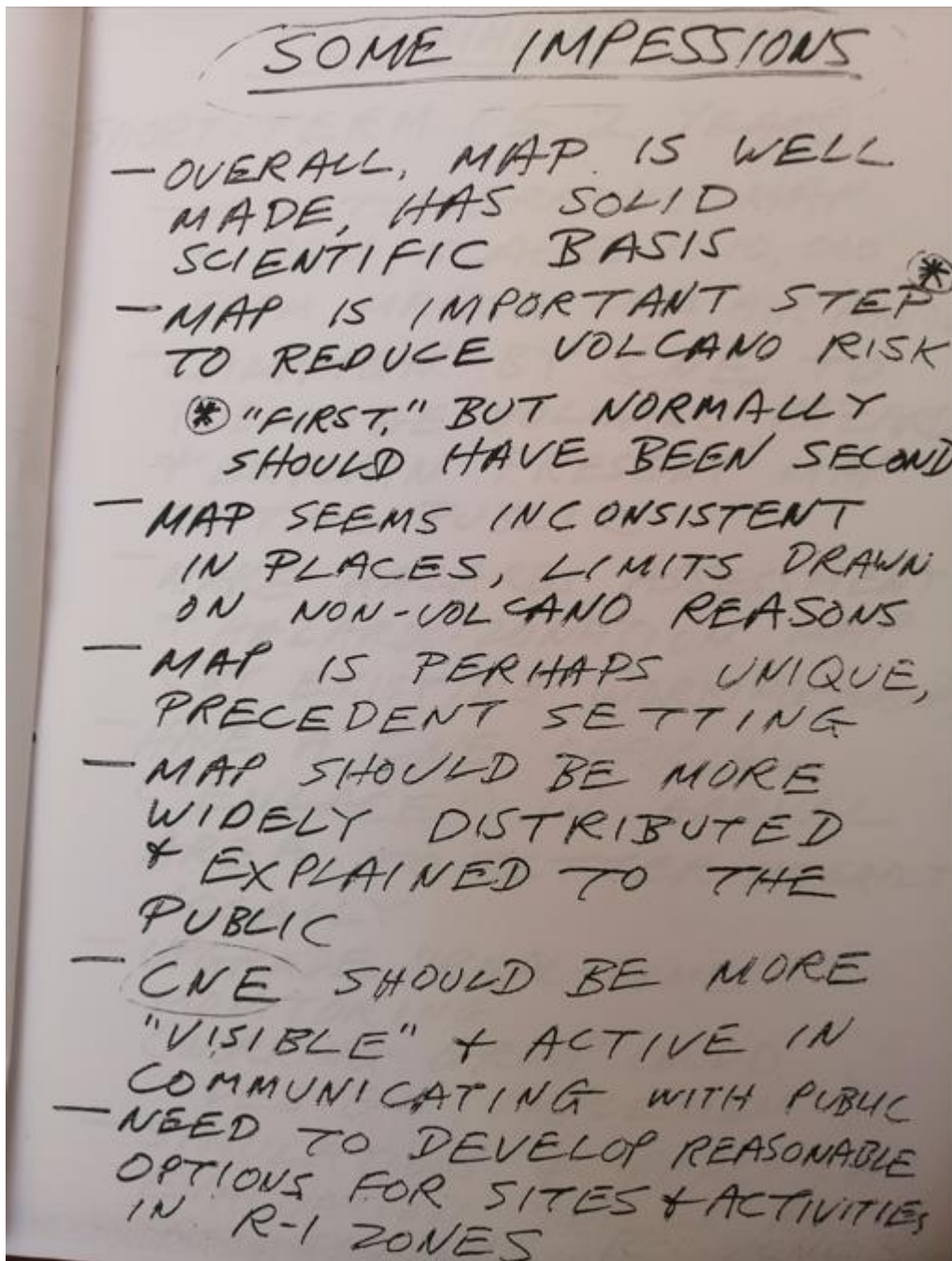


Fig. 8.19: Parte de las notas manuscritas del Dr. Robert I. Tilling, consultor del USGS, durante su visita en noviembre del 2003.

Acorde a Berrocal (2008), ciertos puntos a destacar en este Decreto, los cuales son:

1. La construcción de infraestructura (cabinas, hoteles, restaurantes, balnearios, etc.) se ha desarrollado muy rápido y parte de estas edificaciones se encuentran ubicadas en zonas de inminente amenaza volcánica, producto de la poca fiscalización sobre todo del Gobierno Local, quien es el órgano encargado de controlar los proyectos por medio de la emisión de permisos de construcción, permisos de extracción de material (caso de los tajos), y los permisos de funcionamiento de las instalaciones. En los requisitos a tomar en cuenta para la aprobación de hoteles, no se consideraba ningún aspecto de seguridad de parte de la Municipalidad local. Uno de los inconvenientes que tiene el Gobierno Local (Municipalidad de San Carlos) es la extensión de su cantón (más de 3300 km²) que lo convierten en uno de los más extensos del país, lo que dificulta la fiscalización en el otorgamiento de permisos de construcción, en la escasez de personal y el desorden administrativo.
2. Buena parte de la infraestructura turística tiende a ubicarse sobre antiguas zonas de pastoreo. Algunos autóctonos han vendido parte de sus tierras para el desarrollo de proyectos turísticos e incluso ellos mismos han desarrollado sus propios proyectos.
3. Las investigaciones de las instituciones dedicadas al estudio vulcanológico en el país expresaron, en su momento, que debido al limitado conocimiento que se tiene en torno a los procesos volcánicos en general, no es posible instalar en la zona un sistema de alerta temprana (SAT) eficiente que permita la evacuación de personas situadas en espacio expuestos al riesgo con la suficiente antelación. Es posible identificar con certeza áreas que pueden ser afectadas por los procesos volcánicos.
4. En análisis del potencial de lahares o de flujos de barro del volcán Arenal, aunque relativamente poco frecuentes, no debe dejarse de lado, en particular dada la existencia de cauces (permanentes o intermitentes) que drenan el cono volcánico, puesto que estas depresiones pueden encauzar los flujos.
5. No es recomendable incentivar polos de desarrollo en las áreas de alto peligro, porque, aunque no fueran afectadas durante el presente ciclo eruptivo, podrían convertirse con el tiempo en zonas vulnerables ante un nuevo despertar. Los vulcanólogos que participaron en la redacción de la propuesta del 2001 estuvieron conscientes de que las explosiones iniciales de un periodo eruptivo del volcán Arenal abarcan áreas mucho más extensas que la zona de restricción propuesta por ellos mismos para lo que resta del presente ciclo eruptivo. De hecho, existe riesgo para los bienes y las vidas de las personas que transitan o habitan dentro del radio inferior a 5.5 km, pero también fuera de las zonas de restricción absolutas. Existe la posibilidad del uso de la tierra en esta área siempre y cuando estas ocupaciones estén avaladas por un estudio de vulnerabilidad volcánica realizado por alguno de los centros de investigación volcánica existentes.

Una modificación fue publicada nuevamente en *La Gaceta* del 3 de mayo del 2016 (alcance 67).

Por su parte, la funcionaria Nuria Campos de la CNE, en marzo del 2003 estableció un proyecto por 18 meses titulado: Diagnóstico de la Gestión de la Zonificación del uso del suelo en los alrededores del volcán Arenal. La idea era que los resultados del diagnóstico sirvieran como insumo para sustentar un proyecto tendiente a concientizar y promover la prevención y mitigación del riesgo por amenaza volcánica a agentes locales de desarrollo, tales como funcionarios municipales, integrantes del Comité Coordinador Regional, del Comité Local de Emergencias y, en general, involucrar a los diferentes actores en el tema de la regulación en el uso del suelo en el área de interés y, por ende, de la temática de prevención.

Al respecto, en el 2009 se realizó un taller en La Fortuna, sobre la nueva restricción para determinar, como objetivo general, el cumplimiento y aplicación de las disposiciones tendientes a establecer y regular las restricciones sobre el uso del suelo en los alrededores del volcán Arenal por parte de los entes públicos y privados como un instrumento de diagnóstico. Dentro de los objetivos específicos se tienen los siguientes:

A) La determinación del cumplimiento de las responsabilidades asignadas a las diferentes instituciones vinculadas a la resolución emitida por la CNE.

B) Contar con una base de datos sobre la documentación analógica y digitalizada generada por las instituciones correspondientes, a partir la resolución vinculante del 6 de diciembre del 2000.

C) Propiciar un ambiente de cordialidad entre las instituciones involucradas en la Resolución vinculante, así como velar por el cumplimiento de las acciones que le competen a cada una de entidades.

De dicho taller se desprendieron los siguientes aspectos pendientes en ese momento, recopilados por Campos, que merecen analizarse (con *R/* está el estado en que se presenta dicho asunto en la actualidad):

Instituto Geográfico Nacional:

1. Se determinó la realización del cálculo de las coordenadas de la circunferencia del círculo de 5.5 kilómetros de radio a partir del cráter del volcán Arenal; así como los límites de la zona de altísimo riesgo.

2. No se han elaborado las hojas topográficas donde se muestran las líneas indicadas en el objetivo anterior.

R/ Esto sigue pendiente, aunque ahora con la nueva topografía de la CNE se puede cumplir con el punto anterior.

3. No se ha confirmado la formulación del proyecto de amojonamiento.

R/ Esto se mantiene pendiente después de más de dos décadas. Sin embargo, en lugar de poner mojores, se podrían pensar en límites geográficos más simples (carreteras, senderos,

ríos y quebradas). Ello bajaría los costos de poner muchos mojones y la ubicación geográfica puede ser más sencilla si se utilizan límites geográficos como los descritos.

4. No se han confeccionado ni colocado rótulos informativos sobre las restricciones impuestas (en conjunto con el ICT).

R/ Esto sigue pendiente.

Instituto Costarricense de Turismo:

5. No se han establecido normas para que los empresarios del sector turismo formulen planes de contingencia.

R/: Esto sigue pendiente, aunque se podría argumentar que ello le corresponde a cada entidad o empresa velar por lo anterior.

6. No se han demarcado rutas de evacuación por parte de los empresarios turísticos (salvo algunos casos, pero por iniciativa de las empresas y no del Instituto Costarricense de Turismo).

R/: Existen las rutas de evacuación en los hoteles principales, pero no fuera de ellos.

7. No han contratado personal capacitado para atender posibles evacuaciones preventivas y otras acciones similares.

R/ Esta labor no debería de corresponderle al ICT sino a los hoteles, CCE y CME.

8. No se han publicado información veraz dirigida a los visitantes, relacionada con la amenaza volcánica, el nivel de riesgo, los límites que se deben respetar y las medidas recomendadas en caso de erupción.

R/ Parte de esto se ha subsanado con la rotulación informativa y preventiva aportada por la CNE e instalada por el PNV Arenal y otras entidades.

9. No se ha ratificado el cumplimiento en cuanto a asesoría al IGN, en la demarcación con rótulos en varios idiomas acerca de los límites máximos y las condiciones para aproximarse al macizo volcánico mientras se hace efectivo el amojonamiento respectivo por parte del IGN.

R/ Esto se mantiene pendiente después de más de dos décadas.

Instituto Nacional de Vivienda y Urbanismo:

1. No se pudo establecer el cumplimiento de la suspensión del otorgamiento de nuevos permisos de construcción de viviendas, incluyendo ampliaciones de las existentes en zona de restricción R1. Sin embargo, a través de la Municipalidad de San Carlos se manifestó que no se han otorgado nuevos permisos en la R1.

2. La Comisión Nacional de Prevención del Riesgo y Atención de Emergencias no ha autorizado el otorgamiento de permisos de construcción en las zonas de restricción R2, R3 y R4.

R/ Sin embargo, si se observa una imagen Google Earth se observan varias obras construidas posteriormente a la resolución sin control municipal.

Ministerio del Ambiente, Energía y Minas:

1. Se suspendió el otorgamiento de permisos para el desarrollo de actividades extractivas en la zona de altísimo riesgo (Zona R1), incluyendo ampliaciones de las existentes.

2. Se determinaron las condiciones bajo las cuales se podrían ampliar los límites del Área de Conservación Arenal (ACA), como instrumento de contención de uso indebido de las zonas arriba citadas.

R/Todavía existe un alto porcentaje de tierras que no se ha cancelado la expropiación para formar completamente parte del PNV Arenal.

Ministerio de Salud:

1. No se ha requerido la autorización de la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, para el otorgamiento de permisos sanitarios de funcionamiento en las zonas de restricción R2, R3 y R4.

R/ En realidad debería de transferirse la responsabilidad del otorgamiento de permisos, entre otros, de la CNE al Ministerio de Salud.

Municipalidad de San Carlos:

1. En algunos casos han suspendido el otorgamiento de nuevos permisos de funcionamiento o construcción, incluyendo ampliaciones de obras existentes en zona de restricción R1, o los han remitido a la Comisión Nacional de Prevención del Riesgo y Atención de Emergencias para que esta se pronuncie.

2. Han solicitado a la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, la autorización para el otorgamiento de permisos de funcionamiento o construcción en las zonas de restricción R2, R3 y R4.

3. No se ha aplicado la información que el IGN debería de incluir, dado que no existen las hojas cartográficas del IGN por lo que no se puede disponer en el respectivo amojonamiento indicado.

R/ En realidad debería de transferirse la responsabilidad del otorgamiento de permisos, entre otros, de la CNE a la Municipalidad de San Carlos.

Colegio Federado de Ingenieros y Arquitectos de Costa Rica

1. Se ha distribuido la resolución vinculante entre los colegiados. Además, se realizaron inspecciones en la zona para verificar la legalidad de los permisos de construcción en esas zonas.

R/ Resulta cierto que se divulgo la información entre los agremiados, pero no se informa sobre los resultados de las inspecciones.

En síntesis, el taller concluye que, aunque algunas instituciones han cumplido con las acciones, otros no lo han realizado (y permanece así hasta la fecha). Recomienda la realización de proyectos similares de restricción del uso de la tierra. Aunque la idea es muy buena y valiosa desde el punto de vista preventivo, la experiencia en el Arenal, aunque positiva, evidencia que no es sencilla de mantener y posee mucha oposición por parte de los empresarios y público en general.

8.12.2 Propuesta de zonificación de Soto (2004)

Soto (2004) realizó no solo una actualización de los peligros volcánicos, sino una propuesta de actualización de la zonificación. Sin embargo, dicha zonificación no se aplicó en la nueva reglamentación del 2016. Pese a ello, se considera importante rescatar parte de lo dicho por este reconocido profesional, por lo que se extracta lo siguiente de su informe

Soto (2004) comenta, que los 5.5 km de radio de restricción primaria fueron establecidos por el CAT de Vulcanología, basados en que las lavas y flujos piroclásticos generados por el volcán, han alcanzado hasta 4.5 km de distancia radial desde el cráter D, y le han sumado 1 km como factor de seguridad. Con base en los argumentos y el estudio de este trabajo, que contemplan 5 km como el radio de las áreas sujetas a afectación por eventos volcánicos moderados, aunado a que, en efecto, casi todos los eventos volcánicos proximales no han alcanzado más allá de los 4.5 km, excepto el bombardeo de bajo ángulo y flujos tipo *blast*. De hecho, el escenario de peligros volcánicos a corto plazo, que contempla -al igual que la reglamentación establecida- este último ciclo eruptivo desde 1968, con excepción de la fase inicial, propone los subescenarios de alta y mediana peligrosidad, en su mayoría dentro de un radio de 4.5 km, y de baja a moderada peligrosidad, con un radio de 5 km. Por todo esto, considera que el radio de 5.5 km parece bien justificado y en apego del principio de “restricciones mínimas” (Fig. 8.20).

Textualmente parte de un párrafo del Reglamento publicado en La Gaceta (de la página 47, sobre las Restricciones) dice lo siguiente:

establece que cualquier desarrollo que se pretenda realizar dentro de un radio inferior a los 5,5 kilómetros medidos horizontalmente a partir del cráter superior del Volcán Arenal, así como a lo largo de los ríos, quebradas o cauces que tienen su nacimiento en la cima de dicho cono volcánico, debe contar necesariamente con una evaluación del nivel de riesgo del proyecto, realizada por un profesional competente, esta investigación debe ser avalada por cualquiera de los Centros de Investigación Volcánica del país y refrendada por la CNE.

Este párrafo, a criterio de Soto (2004), es algo ambiguo, puesto que no es claro si los nuevos desarrollos o los existentes, o todos tienen “posibilidad de uso siempre y cuando cuente con una investigación avalada por los centros de vigilancia volcánica”. En todo caso, para una versión nueva del Reglamento, Soto (2004) comenta que debería mencionarse esto solo una vez, como he expuesto antes.

Además, respecto a los cauces debería indicar “en las partes altas de dicho cono volcánico, por encima de los 1000 m s.n.m.”, en vez de “la cima”. También debería decir explícitamente “realizada por un geólogo o vulcanólogo debidamente acreditado a su colegio profesional respectivo”, como suelen establecer las leyes y reglamentos.

El problema es el aval de las instituciones, que en el caso del OSIVAM-ICE no puede darse, puesto que tienen objetivos y funciones diferentes, aunque está implícitamente mencionado, dentro del Reglamento. Es obvio, además, que las instituciones deberían obtener un rubro económico por el estudio de aval, el cual puede aceptarse o rechazarse, y

que de alguna manera deberían de reglamentarse. Por otra parte, anota que es claro que el círculo de 5.5 km tiene diferentes zonas que no deberían ser tratadas por igual a la hora de tomar las restricciones.

Como lo expuso Soto (2004), las zonas de R1 a R4 están casi todas ellas en zonas consideradas por el mapa como de alta peligrosidad, otras en mediana peligrosidad. El área adicional dentro del círculo, algunas están en zonas que podrían considerarse de mediana peligrosidad y la mayoría, dentro de baja a moderada peligrosidad. Sobre todo, cuando tomamos en cuenta los factores topográficos, que actúan como barreras para flujos piroclásticos y coladas de lava, y solo son peligrosos ante balística o caída de ceniza o sismos volcánico. Por eso, propone que los sectores del círculo no incluidos dentro de las áreas R, sean subdivididos en zonas, y que en la nueva reglamentación se defina si se continúa con los preceptos de los párrafos citados *supra*, o también se reglamentan por separado.



Fig. 8.20: Comparación a la misma escala del mapa actual de restricción de uso del suelo en el área de Arenal, con el escenario de peligros a corto plazo (Soto, 2004).

Las nuevas subzonas se presentan en la Fig. 8.21, y se justifican con base en sus características topográficas y de peligrosidad a corto plazo (Soto, 2004):

Z1: Más allá de 4.5 km de radio, desde la margen izquierda del río Arenal, protegida de coladas de lava, flujos piroclásticos y lahares. Una subzona poco vulnerable.

Z2: Desde los límites de las Zonas R hasta la margen izquierda del río Arenal y el sector N del círculo, eventualmente sujeta a flujos piroclásticos, coladas de lava y lahares, sobre todo en sus cauces, pero relativamente protegida por la topografía del sector N del volcán. Una subzona medianamente vulnerable.

Z3: El sector este del volcán, desde el límite de las Zonas R hasta el límite del círculo. Sujeta a posibles lavas, flujos piroclásticos y lahares, y la que presenta un polo de desarrollo

habitacional y turístico presente y futuro, incluyendo el asentamiento de Z13, que la hace la subzona más vulnerable.

Z4: En el borde sur de las zonas de alta peligrosidad, que podrían ser afectadas por lavas, flujos piroclásticos y lahares, a pesar de tener una topografía ligeramente protegida. Una subzona medianamente vulnerable.

Z5: Gran parte del sector sureste del círculo, protegida por la topografía del volcán Chato, y que en gran parte es bosque protegido. La subzona menos vulnerable.

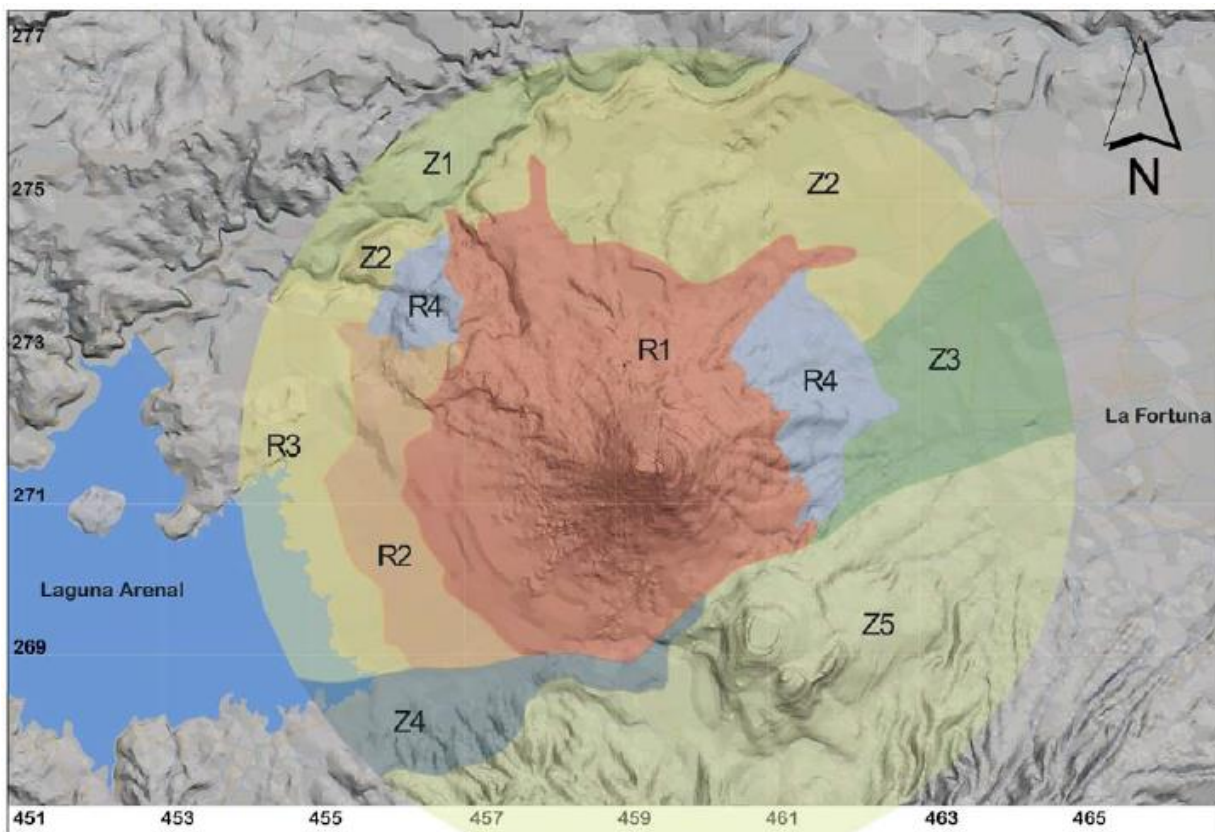


Fig. 8.21: Propuesta para la división del círculo de 5.5 km de radio en subzonas de acuerdo con la peligrosidad a corto plazo, discutida en el texto (Soto, 2004).

8.12.3 Modificación de la resolución vinculante a la restricción del uso del suelo en el Arenal dictada en el 2016

La Junta Directiva de la CNE mediante el acuerdo N° 040-03-2016, tomado en Sección ordinaria N° 04-03-16, celebrada el 2 de marzo del 2016, actualiza la resolución vinculante Restricción de Uso del Suelo en los alrededores del Volcán Arenal, vigente desde el año 2001, en razón que la dinámica volcánica del Arenal ha cambiado sustancialmente a partir del año 2010. Por ello, el 3 de mayo del 2016 se dictó el Alcance N° 67, publicado en *La Gaceta*, que corresponde con la:

MODIFICACIÓN DE LA RESOLUCIÓN VINCULANTE RESTRICCIONES PARA EL USO DEL SUELO EN LOS ALREDEDORES DEL VOLCÁN ARENAL (GACETA DEL 11 DE ENERO DEL 2001, PÁGINAS 41-47)

Junta Directiva de la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias. Sesión ordinaria N° 04-03-16, celebrada el día miércoles 2 de marzo del 2016.

Considerando que:

I. Desde el 29 de julio del año 1968, el volcán Arenal, inició su última etapa eruptiva, la cual perduró por más de 42 años, hasta octubre del 2010, con frecuentes explosiones, y emisiones de gases, lavas en bloques y flujos piroclásticos.

II. Durante este periodo eruptivo, el 23 de agosto del año 2000, se dio una sucesión de flujos de piroclastos, que afectaron el flanco norte, dando como resultado la muerte de dos personas y dejando gravemente herida a una más, lo que evidenció la necesidad de establecer regulaciones concretas y estrictas, tanto para el acceso a los visitantes, como para orientar un crecimiento de infraestructura con criterios de manejo de la gestión del riesgo volcánico.

III. En el año 2001 se publicó en el Diario Oficial *La Gaceta* el documento RESTRICCIONES DE USO DEL SUELO EN LOS ALREDEDORES DEL VOLCÁN ARENAL (*La Gaceta* N° 8 del 11 de enero del 2001), el cual fue desarrollado como una propuesta conjunta del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI), la Red Sismológica Nacional de la UCR y el ICE (RSN: UCR-ICE), en coordinación con la Comisión Nacional de Emergencias (CNE).

IV. Este documento, a partir de esa fecha, se convirtió en un instrumento que reguló el uso de la tierra en el entorno de influencia de posibles erupciones del volcán Arenal, por medio del mecanismo de Resolución Vinculante, según lo que estableció la Ley Nacional de Emergencia N° 7914 del 28 de setiembre de 1999.

V. El documento en mención recopiló la información de investigaciones hechas por distintos especialistas, e integró una propuesta de manejo del uso de las diferentes áreas, utilizando criterios de amenaza volcánica y usos históricos de la tierra en el entorno de influencia volcánica del Arenal, y que son conformes con escenarios potenciales de amenaza a corto plazo.

VI. En el año 2003, como parte de los compromisos previamente adquiridos, se concretó la visita de un experto internacional, la cual se dio entre el 12 y 21 de noviembre de ese año, cuando el Dr. Robert Tilling, del United States Geological Survey (USGS). El Dr. Tilling realizó la evaluación de la zonificación establecida, por medio del informe titulado “Appraisal of the Land-Use Restriction Map and Associated Presidential Decree (2001) for Volcán Arenal, Costa Rica, 2003” entregado en diciembre de ese mismo año.

VII. En diciembre del año 2004, se elaboró el documento “Preparación del Mapa de Peligros Volcánicos del Volcán Arenal y la Implementación de las Recomendaciones al Mapa de Restricción del uso del Suelo en el volcán Arenal”, el cual reforzó la necesidad de mantener la zonificación, pero también apuntó acorde con lo planteado entre otros por el Dr. Tilling (2003), que las valoraciones de riesgo volcánico son documentos dinámicos, por lo que deben ponerse al día y mejorarse periódicamente de acuerdo con la dinámica propia del comportamiento del volcán y la generación de nueva información.

VIII. Los escenarios que existen de peligros volcánicos del Arenal señalan que este volcán tiene una evaluación de peligro volcánico de 14 según el método de Yokohama et al. (1994), la cual se mantiene en la actualidad, encontrándose en una categoría de muy peligroso.

IX. De acuerdo con las investigaciones realizadas, se identificaron los siguientes peligros en los alrededores del volcán Arenal, los cuales tienen diferentes grados de probabilidad dependiendo de los escenarios de corto y largo plazo.

- a. Salida y dispersión de gases.
- b. Caída de balística de bloques.
- c. Caída de piroclastos por:
 - i. Erupciones estrombolianas pequeñas o fuertes.
 - ii. Erupciones vulcanianas.
 - iii. Erupciones subplinianas/plinianas.
- d. Flujos de piroclastos.
- e. Apertura de nuevas bocas eruptivas laterales.
- f. Coladas de lava.
- g. Lahares.
- h. Deslizamientos y avalanchas de detritos.
- i. Seiches.
- j. Sismos volcánicos.
- k. Grandes deslizamientos.

X. Esta resolución vinculante vigente hasta la fecha, ha logrado con buen suceso un cambio relativo en las tendencias del crecimiento de infraestructura turística en el entorno del Volcán Arenal, encaminando a la Municipalidad y otros entes de control y permiso, a tomar en cuenta los criterios de riesgo volcánico.

XI. A finales del año 2010, la actividad efusiva del volcán Arenal cesó, junto con otras características propias de un volcán en erupción que indican que este volcán se encuentre en una fase de relativa calma, en comparación con las últimas décadas.

XII. No obstante, a pesar de que el volcán Arenal se encuentra en un periodo de calma relativa, existen mapas de peligro volcánico, vigentes a la fecha, que señalan las áreas de potencial afectación por escenarios que pueden presentarse en un futuro (décadas y cientos de años).

XIII. Con base en todo lo anterior, se debe recalcar que este volcán históricamente activo, es uno de los volcanes más peligrosos de Costa Rica, ahora en reposo, y que con seguridad hará erupción en un futuro.

XIV. Que las áreas definidas en el documento RESTRICCIONES DE USO DEL SUELO EN LOS ALREDEDORES DEL VOLCÁN ARENAL (2001), como R1, R2, R3 Y R4, reflejan los sectores más afectables de manera directa, por los procesos señalados en el punto I. 12, tanto para los escenarios de corto plazo, como de largo plazo, esto es, para futuras erupciones.

XV. Además, también están contenidas en estas áreas, claramente los sectores de afectación directos por la erupción del año 1968 y por otras similares que podrían ocurrir en el futuro.

XVI. El círculo de 5,5 km de radio alrededor del cráter activo del Volcán Arenal ha planteado una serie de dificultades prácticas en su implementación, particularmente en el momento de otorgar permisos de construcción y desarrollo, debido a la generalización de una medida de control, sin tomar en cuenta diferentes áreas de exposición que existen dentro de él. Esto se demuestra en el documento PREPARACIÓN DEL MAPA DE PELIGROS VOLCÁNICOS DEL VOLCÁN ARENAL Y LA IMPLEMENTACIÓN DE LAS RECOMENDACIONES AL MAPA DE RESTRICCIÓN DE USO DEL SUELO EN EL VOLCÁN ARENAL (Soto, G.J., 2004), en el punto 5.2.2 (página 96), por lo que urge una adaptación de esta área a las condiciones actuales.

XVII. Finalmente, de acuerdo con las conclusiones de varias investigaciones, a pesar de que el volcán pueda permanecer en un periodo de calma por varios años, cabe la posibilidad de que se reactive o bien cambie su patrón de actividad conocida a la fecha en cualquier momento.

Acuerdo N° 040-03-2016

La Junta Directiva da por conocida y aprueba la modificación a la Resolución Vinculante del Volcán Arenal presentada por el M.Sc. Lidier Esquivel Valverde, Jefe de la Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo:

I. SE ACUERDA:

1° Actualizar la resolución vinculante RESTRICCIONES DE USO DEL SUELO EN LOS ALREDEDORES DEL VOLCÁN ARENAL, vigente desde el año 2001, en razón que la dinámica volcánica del Arenal ha cambiado sustancialmente a partir del año 2010.

2° Hacer una propuesta acorde con el conocimiento de este volcán a la fecha, la capacidad de vigilancia y seguimiento instalada actualmente.

3° Tomar en cuenta como base la experiencia acumulada en esta década y media de implementación de la restricción, considerando las ventajas y desventajas que han existido a la hora de llevar a la práctica la restricción señalada.

II. SE RECOMIENDA:

1° Mantener la restricción actual en lo referente a las siguientes zonas:

a. Zona de restricción 1 (R1):

i. Prohibir la construcción de actividades turísticas (alojamientos, restaurantes, balnearios, senderos, campamentos, canopy, tours, montañismo, senderismo, cabalgatas, construcción de caminos, instalaciones complementarias para prestar servicios turísticos como bodegas, sitios para acampar, etc.) o bien ampliaciones de las ya existentes.

ii. Se prohíbe el establecimiento de nuevas viviendas dentro de fincas existentes o en sus segregaciones, que aplica para toda la zona marcada de restricción absoluta.

iii. Las autoridades correspondientes deben tomar medidas para que, no se permitan actividades que impliquen concentraciones de personas. Esto debido a que dichas áreas tienen antecedentes históricos y prehistóricos recientes, de haber sido afectadas por flujos piroclásticos y deslizamientos de rocas, y que por su uso actual están en conflicto con el nivel de amenaza que se desprende de la ocurrencia de los fenómenos mencionados. Las actividades agropecuarias ya establecidas en este sector se registrarán por lo que establece la zona de restricción R4.

b. Zona de restricción 2 (R2):

i. Este sector podrá ser utilizado por el Área de Conservación de Arenal (ACA), permitiendo el ingreso controlado de pequeños grupos de hasta 10 personas al ACA, por tiempo limitado y bajo estricta supervisión de los funcionarios del ACA hasta el sector delimitado por la cota de 600 m.s.n.m., límite que deberá ser debidamente señalado por funcionarios de la ACA.

También se debe poseer un sistema de alarma para ordenar evacuaciones debidamente aprobados por la CNE. Además, las personas no pueden pernoctar o acampar. El único servicio turístico que puede darse dentro de la zona es el de guía turístico de grupos de personas, así como transporte hacia y fuera de la zona. Estos guías deben estar debidamente certificados por el ICT.

ii. Se deberá contar con un Plan de Emergencia debidamente aprobado y actualizado, demarcación de senderos, salidas de emergencia, información sobre las amenazas a los visitantes en varios idiomas (español e inglés al menos). En este sector no se deberá construir nueva infraestructura o servicios a los turistas, a menos que sean senderos, rotulación u otras facilidades al aire libre.

iii. El aprovechamiento de materiales por parte de ACA para cubrir sus propias necesidades, es posible, siempre y cuando cumpla con la normativa vigente en ese campo.

c. Zona de restricción 3 (R3):

i. Al oeste de la carretera a El Castillo (entre la carretera y borde de la Laguna Arenal y el Río Arenal), se permitirá exclusivamente el establecimiento de senderos para la práctica de caminatas o cabalgatas, así como la pesca en la laguna, de conformidad con las regulaciones existentes en esa materia, o bien otras actividades al aire libre, siempre y cuando no impliquen la generación de construcciones de ningún tipo, las cuales deben estar ubicadas fuera del área de restricción delimitada. Tampoco se permitirá el establecimiento de facilidades para acampar o cualquier actividad que requiera de ello.

ii. Actividades de extracción de materiales y agropecuarias, se regirán de acuerdo con lo que establece la zona de restricción R4 y concordante con la normativa vigente.

d. Zona de restricción 4 (R4):

i. Son actividades permitidas las de índole forestal, agropecuaria, y explotación de materiales para construcción (tajos), cuando hayan sido establecidos con anterioridad a la declaratoria de la Junta Directiva de la CNE y no impliquen concentración superior a las siete (7) personas en sitios de alta vulnerabilidad. Las instalaciones para servicios forestales, agropecuarios y explotación de materiales existentes (siempre que cuenten con los permisos respectivos), podrán ser reparadas.

e. Radio de 5,5 km alrededor del cráter activo del volcán Arenal.

i. Levantar la necesidad de contar con un estudio de investigación de vulcanología avalado por alguno de los centros de investigación, para el desarrollo que pesa sobre este sector alrededor del volcán Arenal (95 km²).

ii. Prohibir el desarrollo de instituciones vitales para la comunidad, como hospitales, clínicas, escuelas y colegios, centrales eléctricas y telefónicas, casas de retiro, casas de descanso u hogares ancianos y otras.

iii. Prohibir el desarrollo de centros comerciales, desarrollos residenciales, tales como condominios y urbanizaciones

iv. Es posible la explotación de materiales, siempre y cuando impliquen la limpieza periódica del cauce, y cumplan con todas las disposiciones que establezca la normativa vigente para este tipo de actividad.

v. Mantener en esta zona una serie de condicionantes (vi, vii, viii), que deben ser vigilados estrictamente por la Municipalidad de San Carlos, en razón de la probabilidad de que en el futuro, ante escenarios de riesgo volcánico, puedan presentarse procesos eruptivos que se encaucen por los principales ríos y quebradas que tienen sus nacientes por encima de los 1000 m.s.n.m., en el cono volcánico del Arenal.

vi. A lo largo de estos cauces, deberá ampliarse lo propuesto por el Plan Regulador de la Fortuna, que establece una zonificación de protección de 20 metros a ambos lados del cauce (apartado 7.1), independientemente del ancho del mismo. Por ello no se puede construir casas.

vii. Todo desarrollo turístico que exista o se construya a partir de esta fecha, deberá contar con un plan de emergencia particular para la amenaza volcánica de este sector, el cual debe contemplar regulares ejercicios de evacuación.

viii. Será obligatorio para cada uno de los sitios que ofrecen servicios turísticos dentro de éste círculo, contar con material al menos en los idiomas español e inglés, donde se informe sobre las condiciones de riesgo de la zona y medidas de protección en caso de erupción.

ix. La planificación territorial adecuada y el uso de la tierra dentro de esta área deberá estar bajo la responsabilidad de la Municipalidad de San Carlos, acorde con lo que plantea la normativa vigente en materia de Ordenamiento Territorial (Ley Forestal N° 7575, Ley de Planificación Urbana, N° 4240, Ley de Uso, Manejo y Conservación de Suelos, N° 7779, Ley Orgánica del Ambiente N° 7554, Ley de Aguas N° 276 y otras), considerando las diferentes amenazas implícitas en este territorio.

CONSIDERACIONES FINALES

i. En caso de que exista legislación adicional que estipule una restricción mayor a la indicada en este documento, deberán apegarse a ella.

ii. Esta normativa tendrá efecto en tanto el Volcán Arenal no vuelva a mostrar síntomas de reactivación eruptiva, ante lo cual, se emitirán nuevas normativas restrictivas acordes con el escenario previsto o en suceso.

Licda. Julisa Ulate Arias, Directora Ejecutiva a. í. 1 vez. O. C. N° 1549.
Solicitud N° 17911. (IN2016020703).

8.12.4 ¿Resulta necesaria una nueva actualización de la regulación del uso del suelo?

Ya han pasado más de 6 años desde la última modificación publicada en *La Gaceta* del 3 de mayo del 2016 (alcance N° 67), que en realidad modificó poco la propuesta anterior del 2001. Mientras que la primera reglamentación (año 2001) se realizó en plena actividad eruptiva del Arenal, la última fue realizada 15 años después de la primera y casi 6 años después de que el volcán cesara su actividad eruptiva. Puesto que ya han pasado casi 13 años en que el volcán está dormido, surge la pregunta de si se requiere de una nueva actualización, cuya respuesta es positiva.

Varios aspectos son fundamentales de recalcar:

- a) El volcán posee ya más de una década de inactividad eruptiva y sin signos evidentes de un reactivar.
- b) Sin embargo, el historial eruptivo del Arenal lo convierten, sin lugar a duda, en el volcán más peligroso de Costa Rica y uno de los más peligrosos de América Central.
- c) Pero el punto anterior lo ha convertido en uno de los volcanes mejor estudiados de América Central e incluso del mundo, lo cual se convierte en un aspecto positivo ante un nuevo reactivar en el futuro.
- d) Aunque se desconoce cuándo va a ser el próximo despertar y sus efectos, y que quizás los que participaron y lean este informe, así como los inversionistas, pobladores y negociantes actuales quizás ya no estén, se tiene la responsabilidad profesional y de civismo de advertir que el volcán a volver a despertar en un futuro, muy probablemente similar o más energético que en 1968.
- e) Existe un grupo grande de turistas ilegales que ascienden frecuentemente a la cima en grupos de decenas e incluso un centenar de personas en un mismo día (Fig. 8.22 a, b).
- f) Existen dentro del límite de restricción absoluta (denominado R1), según la reglamentación vigente (2001 y 2016), algunas infraestructuras menores como el Mirador del PNV Arenal, algunos senderos habilitados por el SINAC, e incluso algunas cabinas u otras en otros sectores restringidos.
- g) La CNE es la entidad rectora en lo que se refiera a la prevención de riesgos y a los preparativos para atender situaciones de emergencia y, por lo tanto, debe dictar resoluciones vinculantes sobre situaciones de peligros, riesgo y desastres, basadas en criterios técnicos y científicos. De ahí que, a las personas físicas o jurídicas, públicas o privadas, que edifiquen o usen indebidamente zonas restringidas mediante estas resoluciones vinculantes, se les aplicará la obligación de derribar o eliminar la obra, conforme el artículo 36 de esta ley.



Fig. 8.22a: Ejemplo de fotografía al amanecer de andinistas ilegales. Se aprecia la elevada pendiente del Arenal y, al fondo, la depresión tectónica de Arenal. La proyección de su sombra triangular al occidente es lo que estos turistas ilegales desean captar. Compare la ubicación del ápice o vértice superior del volcán con la fotografía que sigue (Fotografía anónima).



Fig. 8.22a: Ejemplo de fotografía al amanecer de andinistas ilegales (continuidad de la anterior). Compare con la fotografía anterior cómo la proyección de la sombra triangular (vértice superior) se ha movido, indicativo de dos fechas diferentes del año (Fotografía anónima).

¿Se podría pensar en establecer y fomentar un turismo controlado, pero no el establecimiento de grandes centros habitacionales en al menos un radio de 4 km del volcán?

Al considerar lo anterior, uno de los objetivos primordiales del presente estudio fue la actualización de los mapas de peligros y, consecuentemente, la formulación de directrices generales para el futuro manejo y planificación territorial, en infraestructura y desarrollo turístico. Por ejemplo, en este trabajo se estableció que las áreas con 1, 2 y 5 km de radio porque son aquellas determinadas como las de peligro alto, moderado y bajo por caída balística, además de que se establecieron igualmente las áreas de peligrosidad para flujos piroclásticos, caída de ceniza, y lluvia ácida y gases frecuentes. Estos mapas y recomendaciones forman parte de los instrumentos normativos para la reducción del riesgo.

De la resolución vinculante del 2016, varios puntos podrían modificarse, una vez analizados por el CAT de Vulcanología, dentro de ellos (se transcribe la resolución con la posible recomendación como R/):

a. Zona de restricción 1 (R1):

i. Prohibir la construcción de actividades turísticas (alojamientos, restaurantes, balnearios, senderos, campamentos, canopy, tours, montañismo, senderismo, cabalgatas, construcción de caminos, instalaciones complementarias para prestar servicios turísticos como bodegas, sitios para acampar, etc.) o bien ampliaciones de las ya existentes.

R/ Mantener una prohibición absoluta de actividades turísticas del tipo señalado, mientras el volcán duerme, perfectamente se podría modificar, siempre que impliquen actividades reguladas, que impacten poco al PNV Arenal. Dentro de ellas, se podría pensar particularmente en senderos para montañismo, no permitiéndose las otras citadas en el inciso i.

iii. Las autoridades correspondientes deben tomar medidas para que, no se permitan actividades que impliquen concentraciones de personas. Esto debido a que dichas áreas tienen antecedentes históricos y prehistóricos recientes, de haber sido afectadas por flujos piroclásticos y deslizamientos de rocas, y que por su uso actual están en conflicto con el nivel de amenaza que se desprende de la ocurrencia de los fenómenos mencionados. Las actividades agropecuarias ya establecidas en este sector se regirán por lo que establece la zona de restricción R4.

R/ Al igual que en el punto anterior, el mantener una prohibición absoluta de actividades turísticas mientras el volcán duerme, perfectamente podría modificarse, siempre que impliquen actividades reguladas, que impacten poco al PNV Arenal. Se podría pensar en un número regulado de personas, según lo dictamine el SINAC.

b. Zona de restricción 2 (R2):

i. Este sector podrá ser utilizado por el Área de Conservación de Arenal (ACA), permitiendo el ingreso controlado de pequeños grupos de hasta 10 personas al ACA, por tiempo limitado y bajo estricta supervisión de los funcionarios del ACA hasta el sector delimitado por la cota

de 600 m.s.n.m., límite que deberá ser debidamente señalado por funcionarios de la ACA. También se debe poseer un sistema de alarma para ordenar evacuaciones debidamente aprobados por la CNE. Además, las personas no pueden pernoctar o acampar. El único servicio turístico que puede darse dentro de la zona es el de guía turístico de grupos de personas, así como transporte hacia y fuera de la zona. Estos guías deben estar debidamente certificados por el ICT.

R/ Al estar el volcán en calma eruptiva por más de una década, el ingreso de personas puede incrementarse lo mismo que el tiempo de permanencia, según establezca el SINAC. El sistema de alarma puede implementarse, pero no pensando solo en peligros volcánicos sino otro tipo de amenazas o emergencias, y estos no deberían de estar aprobados por la CNE, sino que serán establecidos según dicte el personal profesional del SINAC.

ii. Se deberá contar con un Plan de Emergencia debidamente aprobado y actualizado, demarcación de senderos, salidas de emergencia, información sobre las amenazas a los visitantes en varios idiomas (español e inglés al menos). En este sector no se deberá construir nueva infraestructura o servicios a los turistas, a menos que sean senderos, rotulación u otras facilidades al aire libre.

R/ Este es necesario, independientemente del tipo de peligro.

c. Zona de restricción 3 (R3):

i. Al oeste de la carretera a El Castillo (entre la carretera y borde de la Laguna Arenal y el Río Arenal), se permitirá exclusivamente el establecimiento de senderos para la práctica de caminatas o cabalgatas, así como la pesca en la laguna, de conformidad con las regulaciones existentes en esa materia, o bien otras actividades al aire libre, siempre y cuando no impliquen la generación de construcciones de ningún tipo, las cuales deben estar ubicadas fuera del área de restricción delimitada. Tampoco se permitirá el establecimiento de facilidades para acampar o cualquier actividad que requiera de ello.

R/ Las actividades para acampar podrían contemplarse, siempre y cuando no impliquen peligro por incendios forestales. La decisión está en el SINAC si lo considera pertinente o no.

d. Zona de restricción 4 (R4):

i. Son actividades permitidas las de índole forestal, agropecuaria, y explotación de materiales para construcción (tajos), cuando hayan sido establecidos con anterioridad a la declaratoria de la Junta Directiva de la CNE y no impliquen concentración superior a las siete (7) personas en sitios de alta vulnerabilidad. Las instalaciones para servicios forestales, agropecuarios y explotación de materiales existentes (siempre que cuenten con los permisos respectivos), podrán ser reparadas.

R/ La concentración del número de personas puede aumentarse o incluso quitarse, pero no el establecimiento de hoteles o cabinas.

e. Radio de 5,5 km alrededor del cráter activo del volcán Arenal.

R/ Se deberá de tener presente que ese radio está dentro de la zona de elevado peligro volcánico cuando se de un nuevo despertar eruptivo, por lo que, aunque el reglamento vigente permite la construcción de diversas obras, claramente no van a estar exentas de peligro o riesgo en un futuro con fecha no establecida.

En general, en lugar de un amojonamiento (que no se ha realizado y que posee un costo económico elevado, además que lo pueden vandalizar), se podría sugerir el establecer zonas que coincidan límites geográficos más definidos, tales como carreteras, ríos y quebradas.

Resulta importante considerar que, tanto la zona R1, como parte de la zona R2, se encuentran dentro del área del PNV Arenal, por lo que además se deben acatar las directrices establecidas por el Sistema Nacional de Áreas de Conservación.

Por otro lado, los cauces de los ríos representan una amenaza real y frecuente no solo por la bajada de los lahares, sino de cualquier crecida fluvial. No solo debe de respetarse el no construir cerca del cauce de los ríos y quebradas (álveo), sino también, tener previsiones y hasta sistemas de alerta en el caso de turistas que visiten el sinnúmero de cascadas que hay en la región nórdica del volcán. Se recuerda la prohibición de no construir dentro del cauce de dominio público, respetando las áreas protección establecidas para manantiales, quebradas y ríos de acuerdo con la legislación establecida (ley forestal y ley de aguas) o la zonificación del ASP (Área Silvestre Protegida).

Las zonas aledañas a los cauces que nacen en la cima del volcán deben ser de restricción absoluta, amparado en la definición de área de protección según el artículo 33 de la ley Forestal N.º 7575, la cual establece como dominio del estado 15 m desde ambas márgenes en zona rural o 50 m si el terreno es quebrado con una inclinación mayor a 45°. Además, estos cauces poseen el potencial de descenso de flujos torrenciales de escombros rocosos, arcillas y troncos (lahares), cuando se dan lluvias extraordinarias en la cima que erosionan los depósitos de ceniza. Se debe de respetar y velar por la no construcción en el álveo de los ríos y quebradas.

Referente a la vulnerabilidad física, la principal carretera que atraviesa el área de estudio corresponde con la ruta que comunica La Fortuna con Tilarán, ya sea vía Sangregado o vía El Castillo. Asimismo, durante la época lluviosa y en ausencia de mantenimiento, la ruta es atravesada por varios ríos y quebradas, los cuales, durante periodos de fuertes lluvias, pueden llegar a bloquear con vegetación o rocas arrastradas por la corriente las alcantarillas y puentes.

Resulta importante resaltar las notas formales externadas por el vulcanólogo experto internacional, Dr. Joan Martí, de la Universidad de Barcelona, quien visitó el volcán Arenal y tuvo la amabilidad de emitir sus criterios, muy importante para la nueva actualización. A continuación, se transcribe escaneada la carta emitida el 30 de noviembre del 2022:

Barcelona, 30 de noviembre, 2022

Dr. Guillermo E. Alvarado, Prof. UCR
Geociencias ICE, Miembro CAT Vulcanología CNE

Estimado Guillermo,

Muchas gracias por sus atenciones en mi reciente visita a Costa Rica y sus volcanes el pasado 15 al 19 de noviembre del año en curso. Sobre sus inquietudes de si puedo manifestar mis impresiones sobre la peligrosidad del volcán Arenal y las regulaciones actuales en el uso del suelo, basado en los documentos suplidos y en lo observado y explicado en el campo (viernes 18 y sábado 19), me presto a comentar:

Aunque ya estaba familiarizado con la geología en países tropicales, no deja de sorprenderme lo difícil que resulta trabajar bajo las condiciones de muy pocos afloramientos rocosos naturales, lluvia, cobertura vegetal y de suelos, aspectos limitantes para una comprensión de la historia geológica pasada, fundamental para la peligrosidad. Sin embargo, ello favorece la presencia de materia orgánica susceptible de ser datada con radiocarbono, un aspecto positivo con respecto a muchas otras regiones áridas o gélidas.

De lo discutido en el campo y la literatura, puede concluir brevemente lo siguiente:

- a) Me queda claro que el volcán posee una historial de elevada peligrosidad en un radio de unos 6 km, particularmente en sus flancos norte, noreste y occidental, debido a la dirección de los vientos predominantes y la canalización de flujos piroclásticos y coladas de lava prehistóricas y recientes.
- b) Que se tiene un relativo buen conocimiento de las grandes erupciones pasadas (últimos 3000 años) y del pasado periodo eruptivo (1968-2010), pero se adolece de información de los 3000 a los 7000 años pasados, así como del detalle de frecuencia de las erupciones vulcanológicamente pequeñas (tipo 1968, 1975, 1993, 2000), pero sí de alto riesgo para la infraestructura y pobladores en un radio de 5 km.
- c) Que al ser un volcán que recién terminó su prolongada actividad eruptiva y al desconocerse por completo la frecuencia de las erupciones tipo 1968 (incluso su historia previa a 1940), no existen suficientes elementos sobre los cuales se pueda considerar que su dormitar será de varios siglos o de pocos años.
- d) Que la reciente topografía de alta resolución afinará con precisión la modelización de la peligrosidad por flujos viscosos (coladas de lava, flujos piroclásticos y lahares), pero no cambiará mucho los límites de la peligrosidad ante las corrientes de densidad piroclásticas diluidas (oleadas piroclásticas) acompañantes de los flujos piroclásticos más densos, que no son tan condicionadas por la topografía, sino por su altura (por lo general de 1-2 km) y la dirección de los vientos predominantes al momento de la erupción.

Ante todo lo anterior recomiendo:

c/ Illesó Solé Sabaró s/n
08028 Barcelona, España
Tel: +34-934095410
Fax: +34-934110012



GOBIERNO
DE ESPAÑA

MINISTERIO
DE CIENCIA
E INNOVACIÓN



CSIC



GEO3BCN
Geociencias Barcelona

- 1) Que se deben de mantener, en la medida de lo posible, las restricciones actuales al desarrollo y construcción de obras permanentes cercanas al volcán donde permanezcan personas por prolongado tiempo (24/7).
- 2) Que en el Parque Nacional volcán Arenal se pueden hacer obras menores como miradores, senderos, casetas y servicios sanitarios. Incluso, se puede realizar un sendero de ascenso y otro de descenso a la cima del volcán, bien marcados y seguros ante caídas, contando con la colaboración de guías certificados. Ello favorecerá el control del número y nombre de las personas que ascienden, su seguridad y responsabilidad, y que no se creen senderos ilegales que dañen otros sectores del parque. Además, favorecerá hacia la creación de nuevas fuentes de trabajo.
- 3) Se recomienda la búsqueda de fondos para realizar una docena de dataciones de radiocarbono que complementen la historia eruptiva del volcán y permitan determinar con precisión su frecuencia o recurrencia.
- 4) Mantener la vigilancia volcánica por parte de los observatorios y el establecimiento de los vigilantes del volcán por parte de los pobladores (ciencia ciudadana) y, dentro de dicho marco, la seguridad de las obras del ICE (ARDESA) para la adecuada continuidad del negocio.

Esperando que mis comentarios sean de utilidad, se despide,

Atentamente

Dr. Joan Martí,
Profesor de Investigación del CSIC, España
Director del Grupo de Vulcanología del Instituto de Geociencias Barcelona
Exsecretario General de la Asociación Internacional de Vulcanología y Química del Interior
de la Tierra (IAVCEI)

c/ Lluís Solé Sabarís s/n
08028 Barcelona, España
Tel: +34-934095410
Fax: + 34-934110012

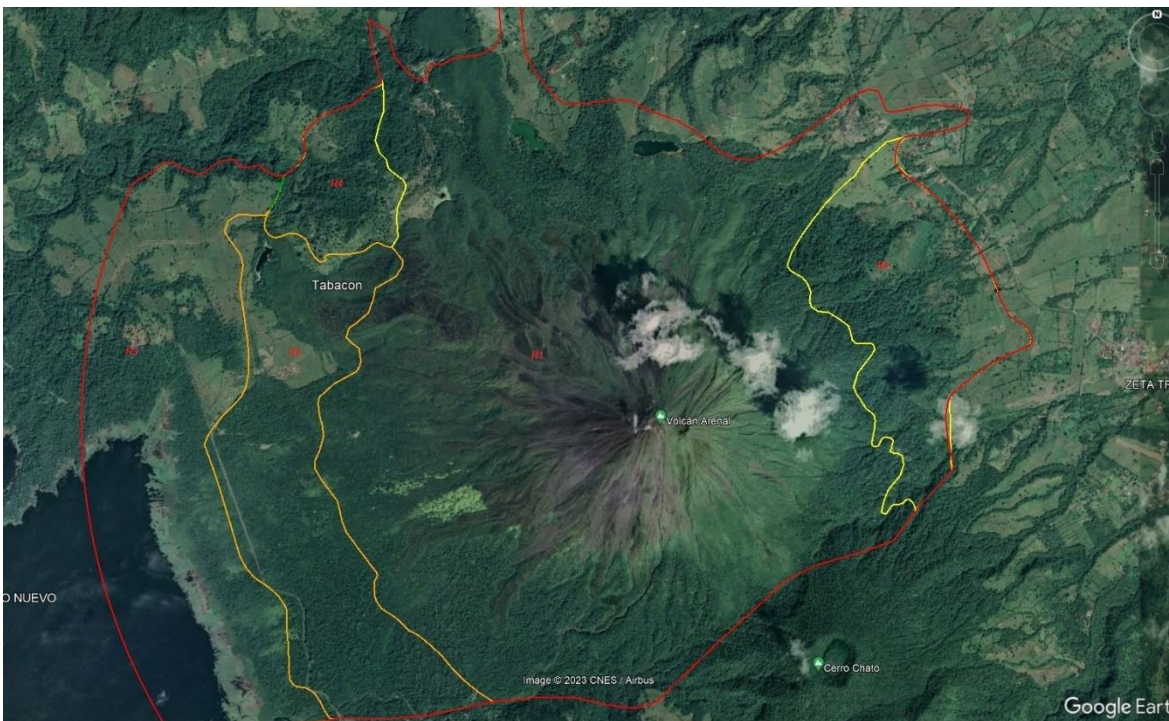
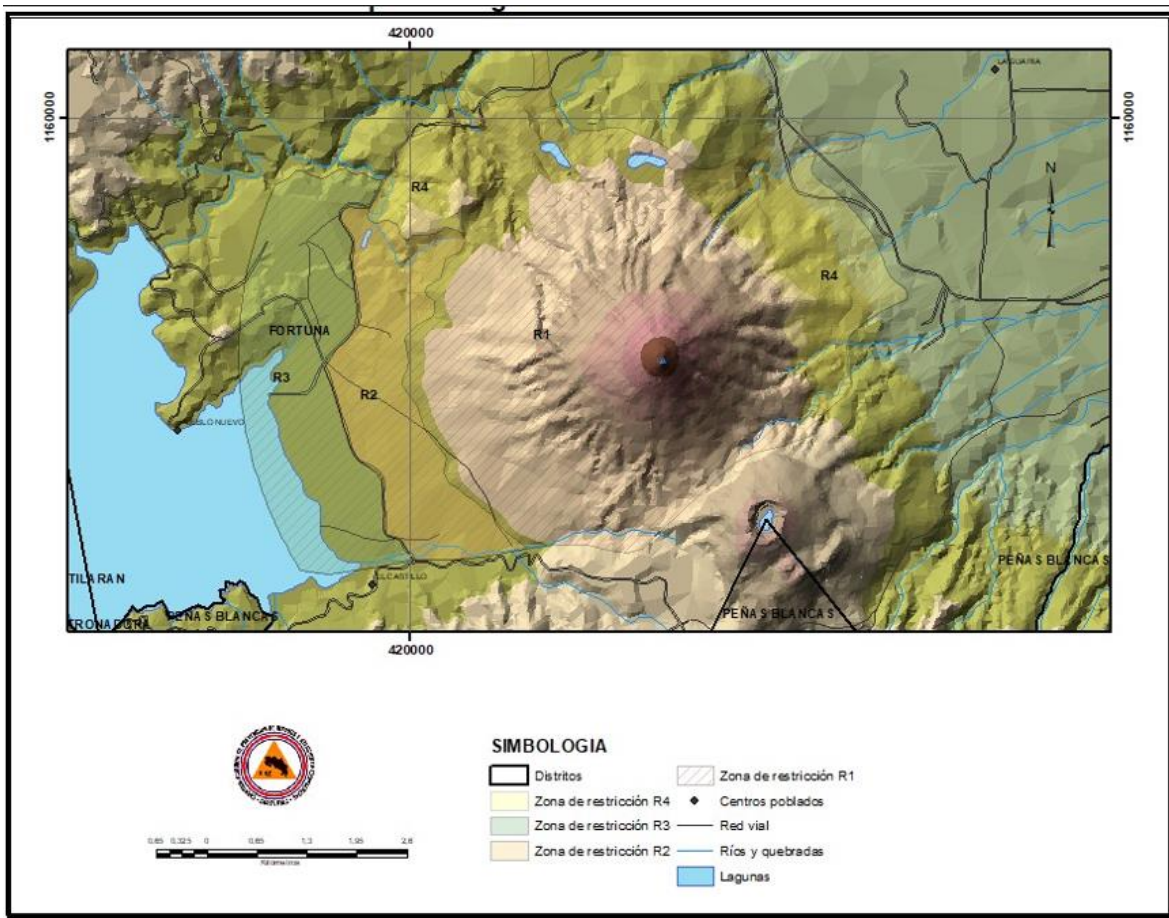


Fig. 8.23: Zonas de restricción actuales según la reglamentación del 2016.

Grado de Amenaza	Pérdidas y daños previsibles en casos de uso para asentamientos humanos	Implicaciones para el ordenamiento territorial (recomendación)
Amenaza Extrema (rojo oscuro)	<p>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.</p> <p>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.</p>	<p>Zona de prohibición: 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.</p>
Amenaza Alta (rojo)	<p>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.</p> <p>También puede ser que los eventos se manifiesten con una intensidad relativamente débil, aunque con una frecuencia elevada. En este caso, las personas están amenazadas por exposición continua.</p>	<p>Zona de restricción y control: No apta para la instalación, expansión o densificación de asentamientos humanos. Se debe de promover la reubicación y no fomentar nuevas construcciones, a menos que sean de protección o información turística. En caso de que ya existan obras importantes, se debe hacer una revisión de las zonas de posible mayor impacto por la caída de ceniza y los gases, para la limpieza, el mantenimiento y la sustitución de piezas. Si existen núcleos poblacionales, se debe trabajar en procesos de educación y concientización sobre el peligro volcánico, así como establecer Sistemas de Alerta Temprana y rutas de evacuación. Además de la formación de vigilantes volcánicos comunales, para que las personas brinden su conocimiento y participen con la vigilancia volcánica. En el caso de usos agropecuarios se deben capacitar a los productores en técnicas para reducir pérdidas (invernaderos para protección de animales y de cultivos), así como promover mecanismos de seguros ante eventos naturales. En el caso de las ASADAS o acueductos comunales que tengan tomas de agua en esta área es importante que cuenten con Planes de Seguridad del Agua (PSA). Se recomienda un uso del suelo para zonas de protección y turismo de bajo impacto. Además de desincentivar la expansión de núcleos urbanos. Se recomienda un uso del suelo para zonas de protección y turismo de bajo impacto. Además de desincentivar la expansión de núcleos urbanos.</p>
Amenaza Media (anaranjado)	<p>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.</p>	<p>Zona de reglamentación: Se debe restringir la expansión y densificación de asentamientos humanos, a menos que se respeten reglas de ocupación del suelo.</p>

<p style="text-align: center;">Amenaza Baja (Amarillo)</p>	<p>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.</p>	<p>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. Se recomienda un uso de suelo urbano de baja densidad.</p>
<p style="text-align: center;">Amenaza residual (verde)</p>	<p>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).</p>	<p>Zona de sensibilización: Apta para asentamientos humanos, aunque 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.</p>
<p>Amenaza no evaluada (Blanco)</p>	<p>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).</p>	<p>Zona de sensibilización: Pese a que 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.</p>

9. CONCLUSIONES

Se ha realizado una vetusta investigación bibliográfica, de documentos inéditos, fuentes cartográficas y hemerográficas para reconstruir la historia volcánica del Arenal, encaminada a la producción de mapas de peligro volcánico que sustenten la zonificación de las áreas de restricción del uso de la tierra en el volcán Arenal y alrededores. Se han producido una serie de mapas temáticos de cada uno de los peligros identificados en el volcán Arenal, los cuales han sido integrados en dos mapas de peligro volcánico, con escenarios a corto y largo plazo.

El escenario a corto plazo se ha usado para comparar las áreas afectables con las zonas de restricción de uso de la tierra, y se ha concluido que las delimitaciones establecidas en el Reglamento publicado en *La Gaceta* el 11 de enero del 2001, son sustentables en los datos vulcanológicos y deben mantenerse. El escenario a largo plazo, así como el análisis de rutas de escape corrobora que las áreas delimitadas como R3 y R4 tienen también sustento vulcanológico y logístico. Este último mapa deberá servir como base para la planificación del área durante las siguientes cinco décadas.

Se sugieren mejoras al reglamento para una tercera edición; se sugiere hacer cambios a las áreas incluidas dentro del círculo fuera de las áreas de restricción R1-R4; se ha analizado la red vial y rutas de escape; se ha analizado brevemente el Plan Regulador del Distrito Fortuna; se ha colaborado en la difusión del reglamento y el mapa de restricciones de uso del suelo, y concretamente se han diseñado los rótulos para anunciar las áreas de peligro y riesgo, y se diseñó un panfleto en español y en inglés para información del público respecto a la historia y peligros del Arenal, que están -ambos productos últimos- bajo la producción final de la CNE. Los mapas de peligro volcánico que se han producido serían acompañados de un manual explicativo, que deberá basarse en el capítulo 4 de este informe final. Según ha sido la política institucional de la CNE, y fue discutido en la reunión intermedia de esta consultoría con el CAT de Vulcanología, deben pasar por un proceso de validación de ese cuerpo colegiado, antes de su producción final.

En lo que compete a La Fortuna, la cantidad considerable de infraestructura turística presentan un nivel de exposición ante un riesgo volcánico. Se podría considerar dos aspectos; primeramente, la posible exposición a un impacto directo de los eventos volcánicos, el cual se caracterizaría por concentrar gran cantidad de infraestructura tanto habitacionales como turísticas en las zonas proyectadas para el 2030.

Además de las medidas existentes y restrictivas en La Fortuna, se debe de realizar énfasis en lo que compete al peligro de la actividad volcánica futura del Arenal. Uno de los inconvenientes que tiene el Gobierno Local (Municipalidad de San Carlos) es la extensión de su cantón, lo que dificulta la fiscalización en el otorgamiento de permisos de construcción, en la escasez de personal y el desorden administrativo, en donde si no se regula los permisos de construcción para edificaciones turísticas y habitacionales, podría generar un desastre que cobre la vida de muchas personas y perjudique la actividad turística que es la una de las bases económicas de las familias del distrito y cercanías. Por ello, la planificación territorial y organizada debe ser prioridad para que las actividades turísticas sigan contribuyendo a las

familias locales; además de poseer planes de prevención a nivel de Gobierno Local y comunales ante una eventual activación del volcán Arenal.

En conclusión, la probabilidad de que el volcán Arenal se reactive durante los próximos 60 años es muy baja, y en el caso de hacerlo, la probabilidad de afectación a la presa Sangregado sería mínima. Un deslizamiento de grandes dimensiones del volcán Arenal (colapso sectorial) eso sí correspondería con un problema grave si se dirigiera hacia el embalse o lago Arenal, pero por el momento, no se ven elementos fuertes para mostrar una preocupación a corto plazo en el entendido, eso sí, de que las probabilidades, aunque son muy bajas, no son nulas.

La zona de los alrededores del volcán Arenal posee en la actualidad un peligro bajo por caída de ceniza y la acumulación de gases volcánicos, aunque en el caso de un reactivar eruptivo, la zona más afectada y de forma más rápida sería a 1 km a la redonda del cráter. Además, se tendría afectación directa en los sectores al occidental del macizo, que sería el área de Tabacón y del embalse Arenal. La magnitud de expansión de los gases y la ceniza estaría en función la magnitud y del tiempo de la erupción. Los gases y la ceniza en concentraciones altas pueden generar problemas inmediatos o agudos como tos, irritación de la piel y de los ojos, sequedad, dificultad para respirar, entre otros. Estos efectos pueden suceder en personas más vulnerables, como niños, adultos mayores y personas con problemas respiratorios. Al darse esta situación, se recomienda la evacuación de la zona afectada.

En el presente diagnóstico se determinan que 5 de los 12 pasos de agua presentan una capacidad hidráulica limitada ante lahares o avenidas fluviales de cierta importancia. Ello implica que ante un nuevo reactivar eruptivo, las rutas de evacuación y de rescate pueden verse comprometidas.

10. RECOMENDACIONES

Una gestión integral de riesgos, articulada con la política de las dos provincias (Alajuela y Guanacaste) y acorde con las condiciones socioeconómicas que correspondan a cada sector o cantón, aportará a minimizar las consecuencias de una próxima erupción, en particular en los elementos fundamentales de la prevención, la mitigación y acciones concretas de respuesta.

Debido a que una parte del área de estudio se encuentra habitada y al considerar el hecho de que los pobladores han desarrollado su estilo de vida y medios de subsistencia en la zona, se considera que, más allá de simplemente restringir las actividades a los locales, se debe fomentar un modelo de convivencia con el volcán, enfocado en la prevención, y con la coordinación de los gobiernos locales.

Adicionalmente, se debe de implementar una capacitación regular de los guías turísticos locales, ya que algunos de estos introducen a los turistas en zonas de peligro (incluyendo algunas cascadas); incluso se hacen viajes hasta el cráter Activo del volcán. Está claro que esta actividad es una importante fuente de ingresos, sin embargo, la práctica causa preocupación debido al peligro inmediato al que los lugareños y turistas están expuestos. Incluso pequeñas erupciones son capaces de arrojar bloques a varios cientos de metros de distancia, por donde las personas acceden al borde del cráter activo. En este sentido, es necesario cambiar la percepción que los niños tienen sobre la práctica de acceder al cráter activo, ya que lo perciben como algo normal y seguro, cuando en realidad no lo es.

Resulta necesario entonces, aún en la presente fase de dormir del Arenal, que la población, y principalmente los lugares más vulnerables, conozca sobre los peligros volcánicos y las rutas de evacuación de cada zona, para evitar las pérdidas humanas. La actualización de información y conocer sobre la actividad del volcán es importante para aprender a vivir con un vecino volcán.

Resulta necesario crear un canal de comunicación, que se mantenga constante y actualizado, entre las instituciones como CNE, OVSICORI-UNA y RSN-UCR y la población con el fin de buscar mejorar los conocimientos de la población en temas prioritarios o incluso básicos como el conocimiento general sobre las rutas de evacuación, así como cuáles son las acciones que se deben tomar en caso de enfrentarse a una actividad volcánica y la existencia de los mapas de peligro volcánico, ya que esta información es de importancia. A pesar de que mucha información es de acceso público, un alto porcentaje de la población desconoce de los temas.

Igualmente, resulta relevante es que la comunidad asista a las actividades y que los CC busquen como ser más proactivos y despierten el interés de la población. Cuando ocurren las tragedias siempre se buscan culpables en las autoridades, pero suele no acudir a las capacitaciones en los períodos de tranquilidad.

Por ello, la comunicación y capacitación ha de ser regular con las diferentes comunidades y entes, debido a que los pobladores pueden migrar lo mismo que los dirigentes

y jefaturas de entes importantes. Además, se pueden presentar cambios en las necesidades comunicativas, en los planes y rutas de evacuación debido a factores externos que necesiten un constante refuerzo por parte de las instituciones y grupos comunitarios. Para ello se recomienda crear diversas actividades enfocadas a mantener a la población, al tanto de información relevante cómo planes o rutas de evacuación, las acciones a tomar en caso de un evento volcánico, así como buscar formas de mejorar la participación de la población en las conferencias.

Algo fundamental es que se dedique tiempo en las aulas escolares y de los liceos o colegios a que los jóvenes y niños en distintas etapas de educación puedan recibir capacitación, pero a su vez, retroalimentar el sistema, ya que estos pueden contribuir con que dicha información llegue a las personas que los rodean y de esta forma crear un refuerzo en el aprendizaje para las partes involucradas. Una capacitación integral sobre las amenazas volcánicas y su modo de accionar son necesarias, la cual se puede dar cada 2-3 años a los guardaparques y guías de la zona, y los comités Municipales de Emergencia y comités Comunales de Emergencia, y cada 5 años para la población en general. La construcción de una memoria histórica comunitaria sería deseable sobre los eventos geológicos adversos.

Los sistemas de evacuación de aguas pluviales a lo largo de las rutas de evacuación de la zona bajo influencia volcánica en el Arenal deben dimensionarse para eventos extraordinarios que consideren no solo el flujo de agua de la cuenca, sino también los posibles lahares que se podrían presentar en cuencas cercanas a un volcán activo. Por ello, se sugiere que los pasos de agua diseñados consideren la mayor sección hidráulica sin elementos que obstruyan el paso de bloques o troncos al momento que se presenten eventos extraordinarios o extremos.

Como complemento de lo anterior, a lo largo del informe se recalca, reiteradamente, la prohibición de no construir dentro del cauce de dominio público (álveo), respetando las áreas protección establecidas para manantiales, quebradas y ríos de acuerdo con la legislación establecida (ley forestal y ley de aguas) o la zonificación del ASP (Área Silvestre Protegida). Las zonas aledañas a los cauces que nacen en la cima del volcán deben ser de restricción absoluta, amparado en la definición de área de protección según el artículo 33 de la ley Forestal N.º 7575, la cual establece como dominio del estado 15 m desde ambas márgenes en zona rural o 50 m si el terreno es quebrado con una inclinación mayor a 45°.

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

- Establecer mecanismos de evacuación y rutas durante una erupción volcánica, para poner a salvo el personal del PNV Arenal, ICE, entre otros, además de los visitantes y las familias que viven en sus flancos. Realizar simulacros cada cierto tiempo (por lo menos cada tres años). Se deben de colocar rótulos con las rutas de evacuación.
- Revisar los protocolos de seguridad dentro del PNV Arenal, realizar simulacros internos 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 (https://cso.go.cr/documentos_relevantes/manuales_guias/guia_ceniza_volcanica.pdf). Además, formular un plan hospitalario y actualizar el plan de contingencia para eventuales emergencias. El personal expuesto a los gases por períodos prolongados de tiempo debería rotar, aunque se debe de consultar a los especialistas en medicina antes de tomar decisiones en este sentido.
- Se debe de dar la capacitación del personal del parque y otras entidades al menos una vez al año dado que rota con cierta frecuencia. Recomendar a los tomadores de decisiones y personal del SINAC y Municipalidad leer, con particular cuidado, el apartado de discusión y conclusiones con sus recomendaciones.
- Establecer un museo que sirva de medio educativo acerca de los geopeligros, el vulcanismo, el aprovechamiento geotérmico, la arqueología, la historia y la biodiversidad de la zona, entre otros.
- Incluir y fortalecer más la gestión comunitaria del riesgo, de forma que se involucre a la comunidad más allá de los comités de emergencia, lo cual es vital para que cualquier esfuerzo futuro y sus frutos.
- Se recomienda tener una provisión adecuada de mascarillas faciales (tapabocas o cubrebocas) 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 (Fig. 10.1). Se debe de tener presente que cualquier persona que inhale las partículas de ceniza finas (principalmente el mineral fibroso cristobalita) con un tamaño inferior a diez micras o micrómetros (\leq PM10) y particularmente de menos de cuatro micrómetros, pueden entrar en los pulmones y, si se da por un tiempo prolongado, pueden desarrollar neumoconiosis o contraer posteriormente un cáncer de pulmón. Las mascarillas faciales (cubrebocas o tapabocas) que recomiendan los especialistas en salud para este tipo de eventos volcánicos son, por ejemplo, la N95 (México NOM-116-STPS-2009), FFP2 (Europa EN 149-2001), KN95 (China GB2626-2006), P2 (Australia/Nueva Zelanda AS/NZA 1716:2012), Korea 1a clase (Korea KMOEL - 2017-64) y DS (Japón JMHLW-Notificación 214, 2018). Estos utensilios deberían de estar disponibles en el mercado (farmacias y ferreterías), en ciudades y poblados ubicados cerca del volcán, particularmente en las casas, trabajo, centros educativos y alberges.
- Utilizar sombreros, camisas de manga larga y anteojos con protección lateral (tipo industrial) para proteger los ojos. Contar con una buena provisión en las farmacias y ferreterías, así como en las compañías y casas, en particular para los poblados cercanos al volcán; se debe tener particularmente presente para los centros educativos y los alberges de ancianos.

- Dedicar un día o algunas clases de ciencias, dentro de la educación de escuelas, liceos y colegios en las cercanías del volcán, a comentar sobre los peligros de origen natural y antrópico, incluyendo la actividad del volcán Arenal y sus eventuales peligros. El tema ya existe como eje transversal en los programas educativos, por lo que se recomienda abarcarlo activamente. Esto resulta relevante si se toma en cuenta que varios centenares visitan las escuelas y colegios en las faldas del volcán.



Fig. 10.1: Dentro de las recomendaciones para protegerse de cenizas y aerosoles volcánicos, aparte de utilizar sombrero y manga larga, es la de utilizar anteojos con protección lateral y mascarillas faciales (cubrebocas o tapabocas) que recomiendan los especialistas en salud para este tipo de eventos volcánicos, tales como la N95 (México NOM-116-STPS-2009), FFP2 (Europa EN 149-2001), KN95 (China GB2626-2006), P2 (Australia/Nueva Zelanda AS/NZA 1716:2012), Korea 1a clase (Korea KMOEL - 2017-64) y DS (Japón JMHLW-Notificación 214, 2018). Estos utensilios deberían de estar disponibles en el mercado (farmacias y ferreterías), en ciudades y poblados ubicados cerca de volcanes activos, particularmente en las casas, trabajo, centros educativos y alberges.

Desde el punto de vista académico, en este informe se propone un análisis complementario de la granulometría de una muestra (generada en unidades de $\phi = -\log_2(d/d_0)$), el deconvolucionarla en funciones de Weibull caracterizadas cada por una moda y una dispersión, y asociadas a la frecuencia relativa que cada distribución representa del 100 % de la muestra. Concordando con White y Valentine (2016), el proceso de fragmentación se considera como un proceso binario: freatomagmático o magmático. White y Valentine (2016) examinan cada una de esas características, encontrándoles debilidades concluyendo que con lo que se conoce hasta ese momento no es posible hacer una determinación 100 % concluyente. Como alternativa, en este trabajo, utilizando el modelo fractal presentado en Brenes (2013) y Brenes y Alvarado (2013), se propone como un nuevo criterio para efectuar esa división que se utilice la dispersión de una distribución de Weibull: aquellas con una dispersión en el rango de -1 a -0,5 se asocian a fragmentaciones primarias anti-persistentes (usualmente asociadas a fragmentaciones magmáticas), aquellas cuya dispersión esté en el rango de -0,5 a 0 que se asocian a fragmentaciones primarias persistentes (usualmente asociadas a fragmentaciones freatomagmáticas). Para las 34 muestras de este trabajo la suma de las distribuciones de Weibull correlacionó con la granulometría en un R^2 igual o mayor a 0.94, un muy alto valor. Manteniendo presente que el coeficiente de fragmentación debe relacionarse linealmente con el tamaño, se pudo detectar casos en que una pequeña variación de la dispersión o de la frecuencia no solo mejoraba sensiblemente ese ajuste lineal, sino que también aumentaba el R^2 de la correlación de la granulometría con la envolvente. Las dos o más distribuciones de Weibull consecutivas que generen una relación lineal en el rango de -6ϕ a 0ϕ evidencian una nueva distribución de Weibull a un nivel jerárquicamente superior, cuya dispersión γ (o bien su dimensión fractal $D = -3\gamma$) se puede asociar a un proceso común a cada una de las distribuciones de Weibull que generaron la nueva relación lineal. Por ejemplo, D alrededor de 2.7 implica una despresurización súbita, en tanto que D alrededor de 2.1 es signo de colisiones repetidas. El subconjunto de las distribuciones de Weibull (no necesariamente consecutivas) que generan una recta en el gráfico del coeficiente de fragmentación en función de la moda, generará también una recta en un gráfico del logaritmo natural del acumulado de las frecuencias en función de la moda.

Como complemento al análisis tradicional de una muestra, se propone efectuar para cada muestra un gráfico del logaritmo natural de cada una de esas frecuencias en función de la moda correspondiente, según lo sugiere la ecuación (3). Este procedimiento, de manera natural, discrimina muestras asociadas con procesos de caída (que generan secciones rectas) con aquellas asociadas a oleadas y a flujos piroclásticos (que generan secciones curvas), en acuerdo con la observación de que la distinción entre ambos procesos no siempre es muy clara (Rowley et al., 1985; Freundt y Schmincke, 1986; Sigurdsson et al., 1987; Fierstein y Hildreth, 1992; Cole y Scarpati, 1993).

11. AGRADECIMIENTOS

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

al ICE por años de aportar la logística y personal para la realización del trabajo de campo y la vigilancia volcánica, enfocadas hacia los proyectos geotérmicos, hoy día una realidad en la región.

Al OSIVAM-ICE, OVSICORI-UNA y la RSN: UCR-ICE por todos estos años de investigación, información y análisis detallado de la actividad eruptiva histórica reciente.

Se agradece al personal del SINAC, particularmente a los funcionarios del PNV Arenal, por toda su colaboración a lo largo de los años y por su apoyo en las visitas al campo.

El borrador de este documento fue entregado a varios profesionales de la RSN (UCR-ICE) y del OVSICORI-UNA, que forman parte del Comité Asesor Técnico de Vulcanología (CAT), así como a LAQAT-UNA y del SINAC para su revisión y ulterior distribución.

Otros profesionales también tuvieron la amabilidad y tiempo para revisarlo, entre ellos, el Geól. Alexis Cerdas (Grupo Geociencias, Proceso de Ingeniería, Dirección de Ingeniería y Construcción, ICE), Jorge Barquero y cccc (PNV Arenal, SINAC).

A todos ellos que contribuyeron con su revisión o con el aporte de información, muchas gracias.

12. ANEXOS

ANEXO A:

APLICACIÓN DEL MODELO FRACTAL AL LAS TEFRAS DEL ARENAL

José Brenes-André

Todo análisis de riesgo debe sustentarse tanto en la información más completa y fidedigna de que se pueda echar mano, como en algoritmos que permitan extraer conclusiones más robustas posibles. En el caso del análisis de la fragmentación secuencial de los piroclastos y de su análisis fractal, tratando de aplicarlo al peligro volcánico, esto significa analizar, desde todas las perspectivas posibles, los clastos asociados a las diversas erupciones del volcán. En el presente caso se hará uso de las 34 muestras a que se tiene acceso. Implícita en esta discusión está la idea de que la distribución por tamaño de clastos volcánicos es la firma de los procesos responsables de su formación, la que ha sido demostrada tanto en estudios de campo (Walker, 1971; Sheridan, 1971; Sheridan y Updike, 1975; Carey y Sigurdsson, 1982), como en estudios teóricos y de laboratorio (Anderson y Hallet, 1986; Kranck y Milligan, 1985; Iversen y White, 1982).

En lo que sigue es importante mantener en mente que las partículas creadas por fragmentación primaria, sea por rápida aceleración o bien por rápida descompresión, usualmente están sujetas a una fragmentación secundaria causada por una descompresión continua, esfuerzos térmicos, colisiones mecánicas y abrasión. Cuando la fragmentación primaria está acompañada por un enfriamiento rápido, el vidrio resultante puede quedar sujeto a esfuerzos térmicos y romperse espontáneamente (Cashman et al., 2015).

Para el análisis, se tomaron en consideración los siguientes puntos:

1- *Necesidad de ampliar el número de sub-poblaciones del SFT.* La deconvolución de las 34 granulometrías generó un total de 235 tríos de valores: moda, dispersión y porcentaje relativo. La correlación entre la granulometría y la envolvente sintetizada a partir de esos tríos varió de un mínimo de $R^2 = 0.91$ hasta $R^2 = 0.98$. De esta manera, no solo se aumentó el número de sub-poblaciones por muestra, sino también la precisión de estas.

2- *El tamaño de $0\ \phi$ como un punto de quiebre.* Los clastos dentro de un conducto volcánico pueden continuarse fragmentando debido a la turbulencia dentro de la mezcla de gas y partículas sólidas. Cuanto lo hagan dependerá de la fragilidad de las partículas (controlada por la vesicularidad, los esfuerzos térmicos, y la presencia de cristales), la distancia recorrida en el conducto y del tamaño de las partículas (es más probable que las partículas grandes se fragmenten, a que lo hagan las pequeñas) (Cashman et al., 2015).

Como parte de la metodología que desarrollamos se graficaron los porcentajes relativos en función del tamaño, evidenciándose la existencia de dos tendencias (Fig. A-1),

que pueden dar información sea sobre el proceso eruptivo, o bien la descarga al aire de los clastos. Claramente se observa que en el rango de -6 phi a 0 phi, hay 6 modas (aproximadamente enteros de phi) que se repiten varias veces, una observación que se hizo ya en Wohletz et al. (1989), y que se asoció a procesos muy determinados.

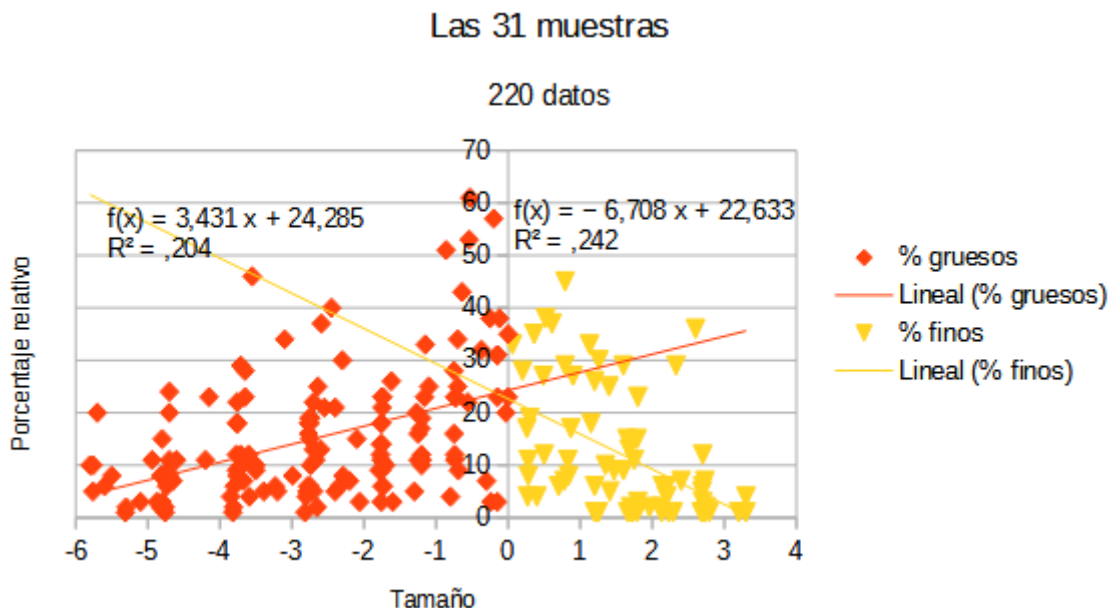


Figura A-1: Distribución de los pesos relativos en función de su tamaño. Obsérvese que el porcentaje relativo disminuye conforme el tamaño se aleja, en los dos sentidos, de 0 phi.

Como se esperaría de una fragmentación secuencial el porcentaje relativo va aumentando conforme los gruesos se fragmentan. En principio, no hay nada que evite que esa tendencia continúe conforme los clastos se fragmenten más y más, y se vayan convirtiendo en finos. Sin embargo, del gráfico se deduce que la tendencia se invierte alrededor de 0 phi, o sea clastos de alrededor 1 mm. Una posible razón para este cambio en los finos es la observación incluida en Woods (2013, pág. 159): “*la mezcla [de clastos] se lleva a cabo en la cima de la pluma, que está en equilibrio térmico con el aire. Esto es válido cuando la tefra está suficientemente fina para que se dé una rápida transferencia de calor con el aire*”.

Lirer et al. (1996) dividen el transporte de los clastos en 2 conjuntos: aquellos cuyo movimiento no es muy afectado por el medio intersticial (más gruesos que 0 phi) y los que sí lo son (más finos que 0 phi). Por su parte, Middleton (1976) propone para la deposición de arena en un río que los sedimentos pueden ser divididos en una componente por tracción, y otra de subpoblaciones en suspensión intermitente. Advierte que la identificación de los segmentos rectos puede ser imprecisa y subjetiva, sobre todo cuando los datos iniciales no tienen la precisión requerida. En nuestro caso, se procedió al revés: las granulometrías originales (realizadas con una resolución de medio phi) se deconvolucionaron en hasta 9

subpoblaciones y los parámetros resultantes (moda, dispersión y frecuencia) se usaron para generar los gráficos.

3- *División de los clastos según la fragmentación sea primaria o secundaria, persistente o anti-persistente.* En Wohletz et al. (1989) se propuso el gráfico del coeficiente de fragmentación (moda/dispersión) en función de la moda, pero fue aplicado de una manera cualitativa. En Brenes (2013) se retomó la idea, pero proponiendo definir las 5 clases siguientes propuestas en Brenes (2013) (Cuadro A-1)

Cuadro A-1: Las 5 clases definidas en Brenes (2013)

Rango de γ	Tipo de fragmentación
$-1 < \gamma < -0.5$	Primaria anti-persistente
$-0.5 < \gamma < 0$	Primaria persistente
γ de 0.01 a 0.02	Efusivo
$0 < \gamma < 0.5$	Secundaria persistente
$0.5 < \gamma < 1$	Secundaria anti-persistente

La **fragmentación primaria anti-persistente** en el modelo fractal se asocia a una fragmentación magmática en la que la exsolución y expansión de gases magmáticos contribuye a la producción de ceniza volcánica. La fragmentación primaria persistente, por su parte, se da cuando hay contacto físico del magma con el agua, donde esta interacción resulta en erupciones freatomagmáticas (Wohletz et al., 1989)

Por **fragmentación secundaria** en el modelo fractal se entiende la fractura por abrasión, por colisión mecánica, esfuerzos térmicos o descompresión continua, o ambos. Este tipo de fracturas depende de la fragilidad de la partícula, la distancia que recorre en el conducto y de su tamaño (es más probable que se fragmente una grande a una pequeña, Houghton, 2015)

En el gráfico del peso relativo en función de la dispersión (figura A-2) se observan pocos casos en que la dispersión está en el rango -1 a -0.5 asociado a fragmentaciones primarias anti-persistentes. En el rango de dispersiones de -0.5 a 0 , asociado a fragmentaciones primarias persistentes (por ejemplo, freatomagmáticas) se nota que en algunas subpoblaciones representan hasta el 60 % de la muestra. Como grupo, no es tan nutrido como el del rango de 0 a $+0.5$ asociado a fragmentaciones secundarias persistentes (caso de rompimiento de vesículas y liberación de volátiles), señal de eventos explosivos. El lector interesado en profundizar puede consultar Gaonac'h et al. (1996).

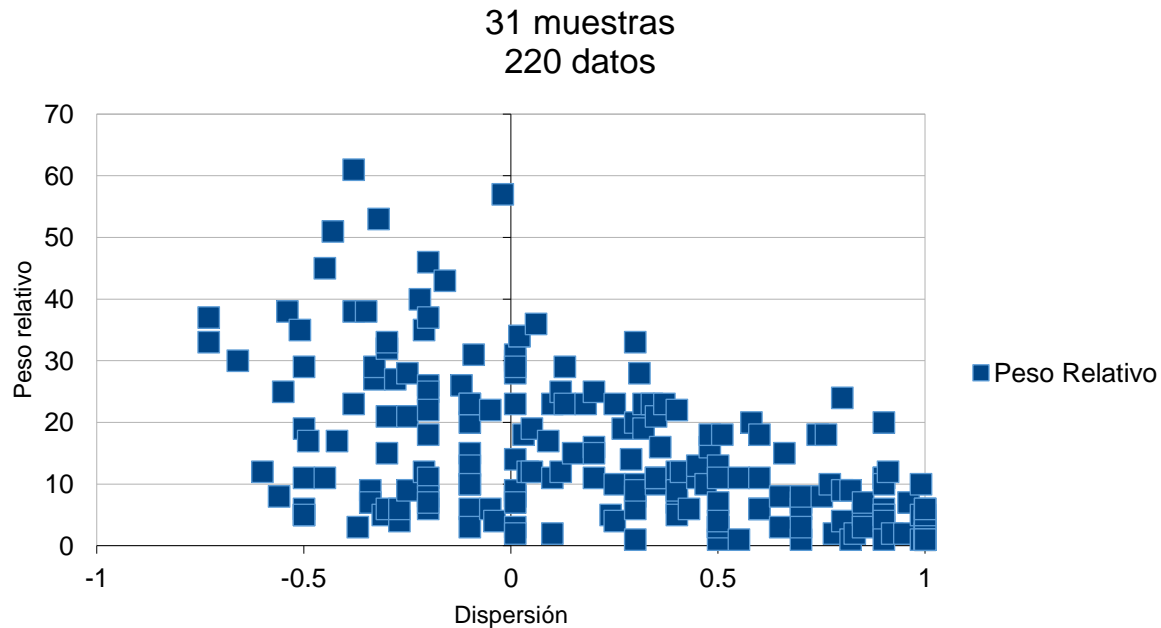


Figura A-2: Distribución del peso relativo en función de la dispersión.

Unos dos tercios de esas dispersiones (FiguraA-2) corresponden a fragmentaciones secundarias persistentes. Se propone que reflejan el que la cristalización y la desgasificación aumentan la viscosidad (Lejeune and Richet, 1995; Hess and Dingwell, 1996; Stix et al., 1997) dando como resultado la concentración de volátiles en el resto del fundido, forzando a una mayor desgasificación. El carácter persistente de la fragmentación secundaria es bien destacado en la frase *“la cristalización puede introducir un fuerte mecanismo de retroalimentación que amplifica grandemente el efecto en las tasas de extrusión causado por pequeños cambios de presión en la cámara magmática, las dimensiones del conducto o en la viscosidad del magma”*, que se incluye en Melnik and Sparks (1999).

La simultánea cristalización y desgasificación tiende a concentrar las vesículas en los intersticios entre los cristales, promoviendo la aparición de conexiones permeables que posibilitan un sistema abierto a porosidades menores a las esperadas. Esta pérdida de gases puede también causar el colapso de las vesículas y la densificación del magma llevando a resultar en un tapón que sella el conducto (Clarke, 2015). De esta forma se explicaría que un mismo volcán pueda mostrar los 3 diferentes tipos eruptivos asociados a cada una de las capas.

Las otras dispersiones entre +0.5 y 1, se atribuyen al recalentado debido a la mezcla de magmas.

4- *División por tamaño.* Se usarán solo 15 muestras (de las 34 disponibles) para tener mayor claridad. Las modas de los correspondientes 102 tríos de parámetros fueron divididas en bins de 1 phi, para luego hacer dos gráficos del porcentaje en función de la dispersión: uno para modas mayores a 1 mm, y otra para menores que ese valor (fig. A-3).

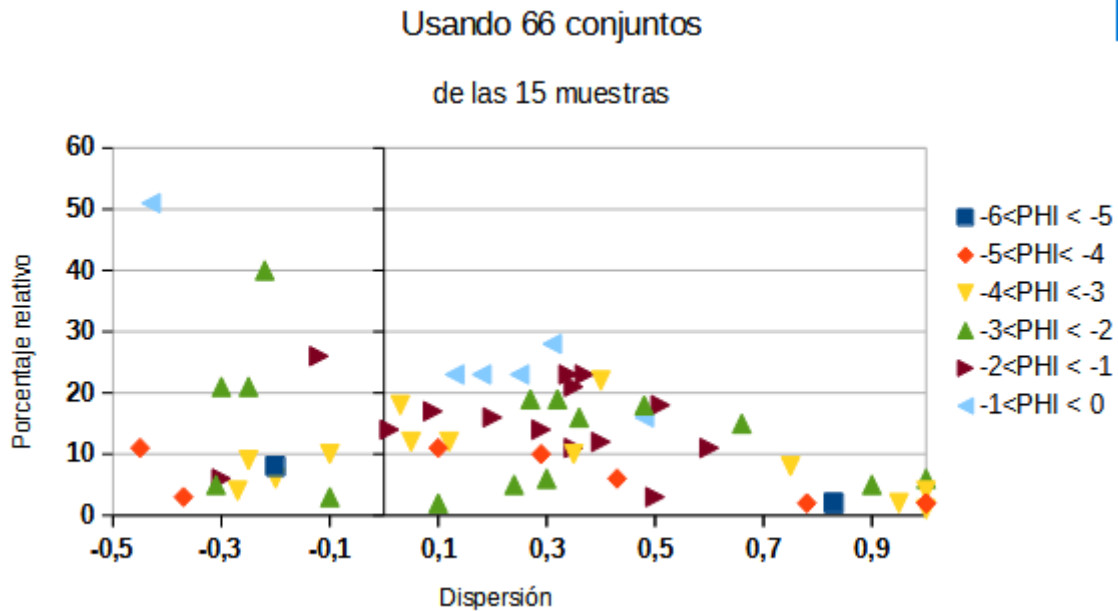


Figura A-3: Porcentaje relativo en función de la dispersión de cada una de las 66 subpoblaciones que cumplen que su moda sea 1mm o mayor.

Según la Figura A-3, las fragmentaciones primarias persistentes (dispersiones en el rango de -0.5 a 0) se dieron en tamaños desde -6 hasta 0 phi.

El rango de dispersión de 0 hasta +0.5 se ha asociado a fragmentaciones secundarias persistentes. Por fragmentaciones secundarias se entienden aquellas causadas por una descompresión continua (relacionada con exhalación de volátiles contenidos en las vesículas), estreses térmicos, colisiones mecánicas, o bien abrasión. En la Figura A-3 se observa que ningún clasto menor a 2mm (-1 phi) tiene una dispersión mayor a 0.3, lo que sugiere que no pueden fragmentarse por esfuerzos térmicos, pues su tamaño le permite un rápido equilibrio térmico con el ambiente, ni por coalescencia de vesículas. La colisión mecánica con el conducto (abrasión) es una posibilidad con una probabilidad menor pues solo involucra a aquellos cerca de él.

No menos importante es que 7 de esas granulometrías contengan subpoblaciones con una dispersión en el rango de 0.5 a 1 (fragmentaciones secundarias anti-persistentes) como puede ser debido a mezcla de magmas.

De los clastos con tamaño menor a 1 mm se genera la figura A-4.

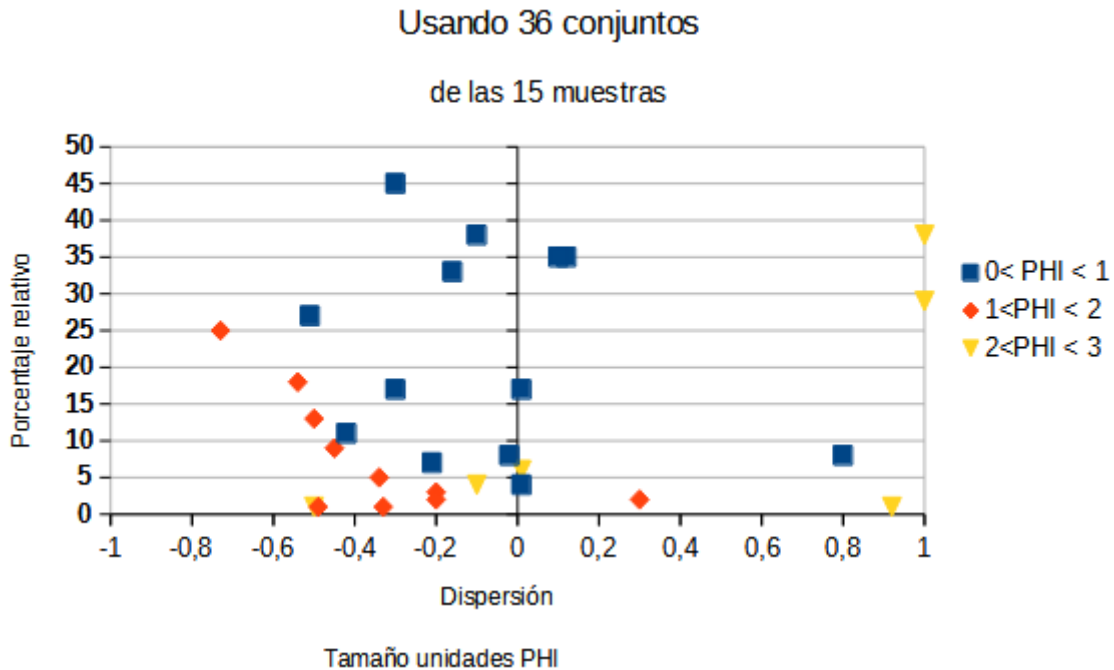


Figura A-4: Porcentaje relativo en función de la dispersión de cada una de las 36 subpoblaciones que cumplen que su moda sea menor a 1 mm.

Hay dos clastos con dispersiones menores a -0.5 asociados a fragmentación primaria anti-persistente que, por su tamaño, podrían ser gotitas de magma que se desprendieron. Clastos con dispersiones entre 0 y +0.5 correspondientes a fragmentaciones secundarias persistentes pueden deberse a abrasión con las paredes del conducto, o por colisión entre clastos que rompe vesículas aportando volátiles al pseudo gas. Dispersiones mayores a +0.5 están asociadas a eventos muy explosivos.

5- *Análisis por coeficiente de fragmentación.* El concepto de coeficiente de fragmentación fue introducido en Wohletz et al. (1995) y se define como la división de la moda por la dispersión de una distribución de Weibull, y discrimina la contribución relativa de los mecanismos de fragmentación magmática y freatomagmática en el desarrollo de la distribución por tamaño de cada muestra. En Brenes (2013) su aplicación se amplió para aplicarlo en los rangos de dispersión indicados en el Cuadro A-1. Como ejemplo del tipo de información que se puede extraer desde esa óptica se muestra la Fig. A-5 generada a partir de los parámetros de las distribuciones de Weibull generadas por la deconvolución de las muestras MC 36, MC37, MC38 y MC 39, y la Fig. A-6 asociado a las muestras MoS43, MoS44 y MoS45.

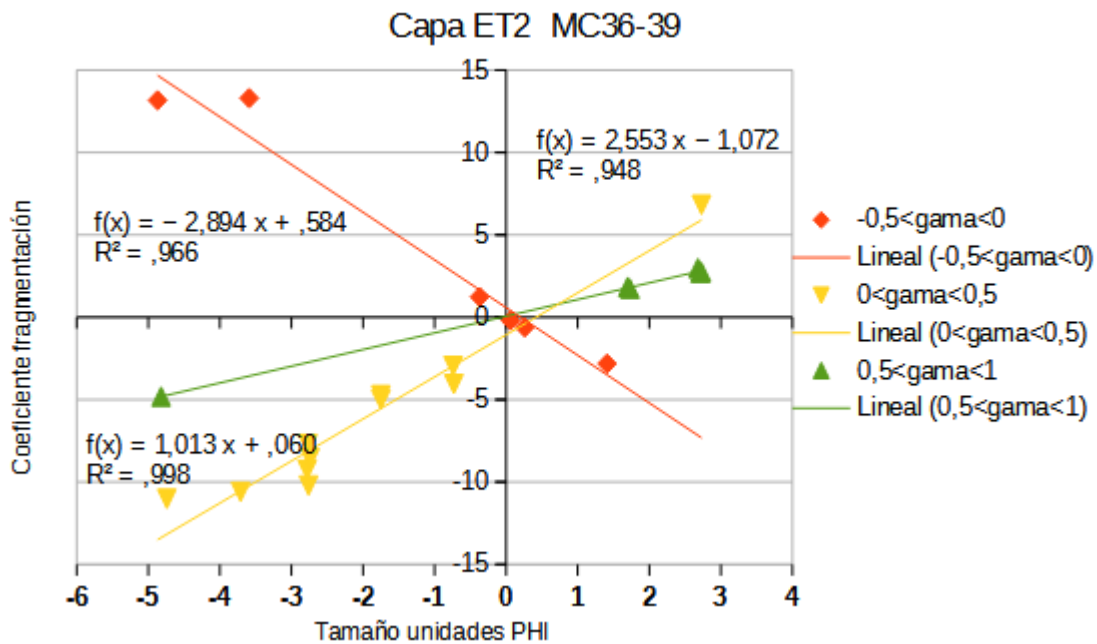


Figura A-5. Coeficientes de fragmentación (moda/dispersión) generados con el conjunto de todos los valores de las 4 muestras MC36, MC37, MC38 y MC39. Claramente se observa que se separan en 3 tipos de rango de dispersión, según se indica en el Cuadro A-1.

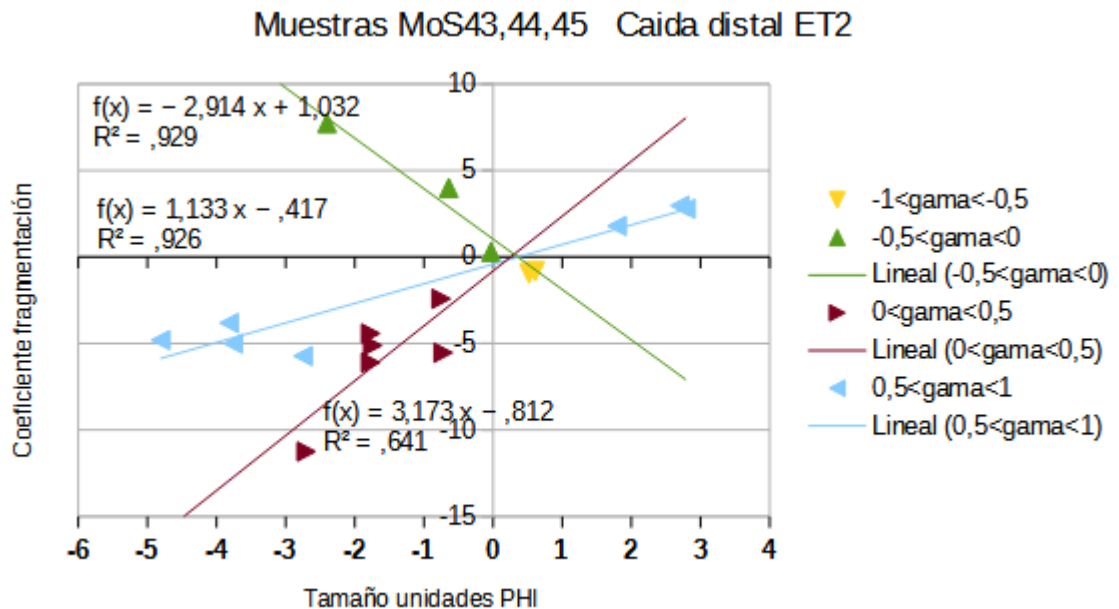


Figura A-6: Coeficientes de fragmentación (moda/dispersión) generados con el conjunto de los valores de las distribuciones de Weibull obtenidas de la deconvolución de las muestras MoS43, MoS44 y MoS45.

A pesar de la variación tan amplia en los porcentajes asociados a las componentes magmática y freatomagmática, las 3 relaciones lineales tienen asociados altísimos valores de R^2 lo que valida la clasificación indicada en el Cuadro A-1.

6- *¿Con ayuda de este tipo de gráficos es posible discriminar cambios con la distancia?* En la figura A-1 se comprobó que las modas de las 235 distribuciones de Weibull se agrupan alrededor de valores de phi muy determinados, una característica que ya había sido indicada en Wohletz et al. (1989). Luego de examinar las siguientes posibilidades: 1) el tamaño lo heredaban del magma y la roca que generaban los clastos; 2) el tamaño estaba relacionado con el tipo y densidad de los clastos, 3) el tamaño está relacionado con la sedimentación y transporte. Ellos concluyeron que son originadas por fenómenos de transporte muy definidos, lo que podría sugerir que el coeficiente de fragmentación podría entonces variar con la distancia.

En el Cuadro A-2 se resumen las relaciones lineales de los dos conjuntos de muestras: el de MC36 a MC39, recolectado a 12 kilómetros de la fuente, y el de MoS43 a MoS45, recolectado a 22 kilómetros, ambos asociados a procesos de caída, y a la misma capa ET2.

Cuadro A-2: Resumen de las relaciones lineales obtenidas para los dos conjuntos de muestras.

Muestra	Rango de dispersión -0.5 a 0		0 a +0.5		+0,5 a 1	
	Ecuación	R^2	Ecuación	R^2	Ecuación	R^2
MC36-39	$-2.89x + 0.58$	0.966	$2.55x - 1.07$	0.948	$1.01x + 0.06$	0.998
MoS43-45	$-2.91x + 1,03$	0.929	$3.17x - 0.81$	0.641	$1.13x - 0.41$	0.926
MoS43-45	$-2.91x + 1.03$	0.929	$4.48x + 1.97$	0.88	$1.13x - 0.41$	0.926

La última línea resume los resultados si se elimina la subpoblación -0.72 phi, y dispersión 0.13 aun cuando represente el 23 % de la muestra MoS44, para obtener un más alto valor de R^2 . Se observa que las relaciones lineales asociadas a las fragmentaciones primarias persistentes (-0.5 a 0) y a secundarias anti-persistentes de los dos conjuntos de muestras son prácticamente iguales, no así las correspondientes al rango de dispersión 0 a +0.5 (fragmentaciones secundarias persistentes). El correspondiente rango de tamaño para el conjunto MC36 a MC39 es de -5 phi a -1 phi, en tanto que para el conjunto MoS43 a MoS45 es de -3 phi a -1 phi, aunado a que las fragmentaciones secundarias persistentes involucran volátiles liberados por la explosión de vesículas, la posible fluidización resultante de ello no los haría más transportable pues todas las muestras están asociadas a un proceso de caída. Solo quedaría sugerir que la diferencia en las pendientes podría deberse a selección de grano, quedaría por explicar porque, al ser consecuencia del tamaño, no afectó los otros dos rangos de dispersión.

7- ¿Permite el coeficiente de fragmentación en función de tamaño discriminar entre caída y oleada? Para explorar esta idea comparamos la muestra MPN5 (caída, Fig. A-7) con las MC30-31 (oleadas, Fig. A-8), ambas asociadas a la misma capa ET4.

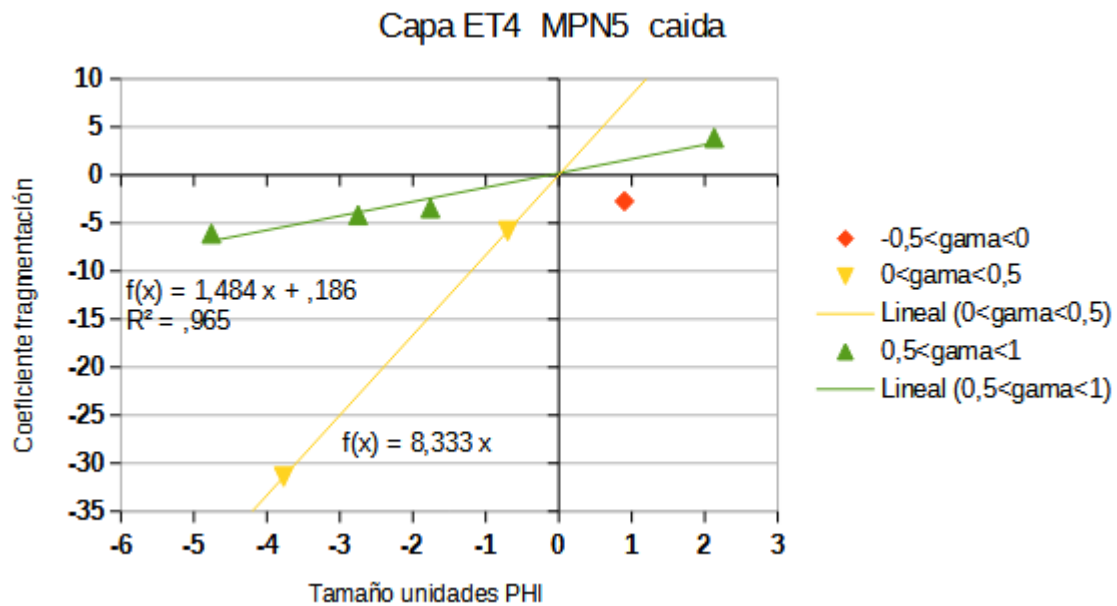


Figura A-7: Análisis de la muestra MPN5 utilizando el coeficiente de fragmentación. La relación lineal $f(x) = 8.333x$ se obtuvo con solo dos puntos, que siempre definen una recta.

Muestras MC30 y MC31

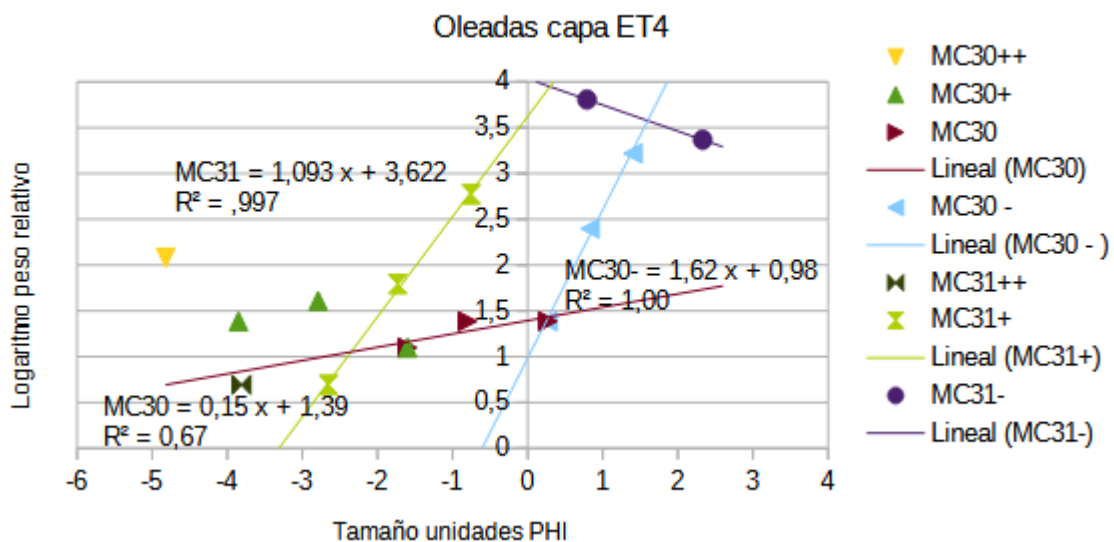


Figura A-8: Análisis de las muestras MC30 y MC31 utilizando el coeficiente de fragmentación.

En el cuadro A-3 se resumen las relaciones lineales respectivas. Sin embargo, los datos de que se disponen no permiten responder la interrogante.

Cuadro A-3: Resumen de las relaciones lineales obtenidas para la muestra MPN5 y la dupla MC30-31

Muestra	Rango de dispersión -0.5 a 0		0 a +0.5		+0.5 a 1	
	Ecuación	R ²	Ecuación	R ²	Ecuación	R ²
MPN5			8.33x	1	1.43x + 0,18	0.965
MC30-31	-3.59x + 0.002	0.915	3.83x + 2.02	0.992	1.047x + 0,008	0.998

8- *En una estratigrafía podría encontrarse que capas de eventos eruptivos diferentes estuvieran muy juntas, ¿se podría distinguir entre ellas con ayuda del coeficiente de fragmentación?*

Si en conjunto se analizan las muestras MPN2,3 (caída es coriácea ET3, estromboliana), MC30 y 31 (oleada ET4, vulcaniana), MPN6,7 (caída pómez sin magma ET2, pliniana), MC36-39 (caída pómez parte media ET2), MPN4 (oleada seca ET3), MoS43 a 45 (caída distal ET2, pliniana) y la MPN5 (caída ET4, estromboliana), todas con el filtro $-0.5 < \text{gama} < 0$ (fragmentación primaria persistente), se observa que: a) a primera vista la mayoría cae sobre la misma línea (Figura A-9), y que es posible establecer tres rectas con pendientes diferentes en los rangos más gruesos que -1 phi , entre -1 phi y $+1 \text{ phi}$, y de menor tamaño a 1 phi , y b) dos rectas adicionales [que involucran 1 punto del par MPN2, 3 (caída escoriácea ET3), 3 puntos del par MPN6,7 (caída pómez sin magma, ET2) y 2 del grupo MC36-39 (caída pómez parte media, ET2) Según el interrogante no se reconocen como capas independientes, sugiriendo que se están mezclando procesos diferentes, cada uno de los cuales generaría una recta con pendiente diferente, según se ejemplifica en la Figura A-10.

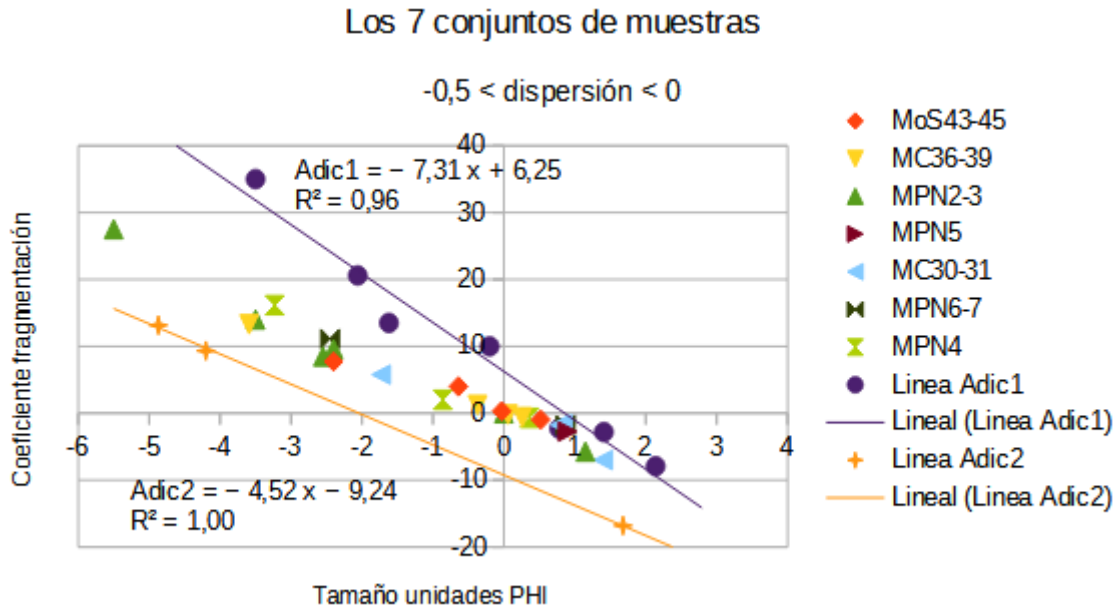


Figura A-9: Relación lineal entre el coeficiente de fragmentación y el tamaño (unidades phi) para procesos de fragmentación primaria persistente.

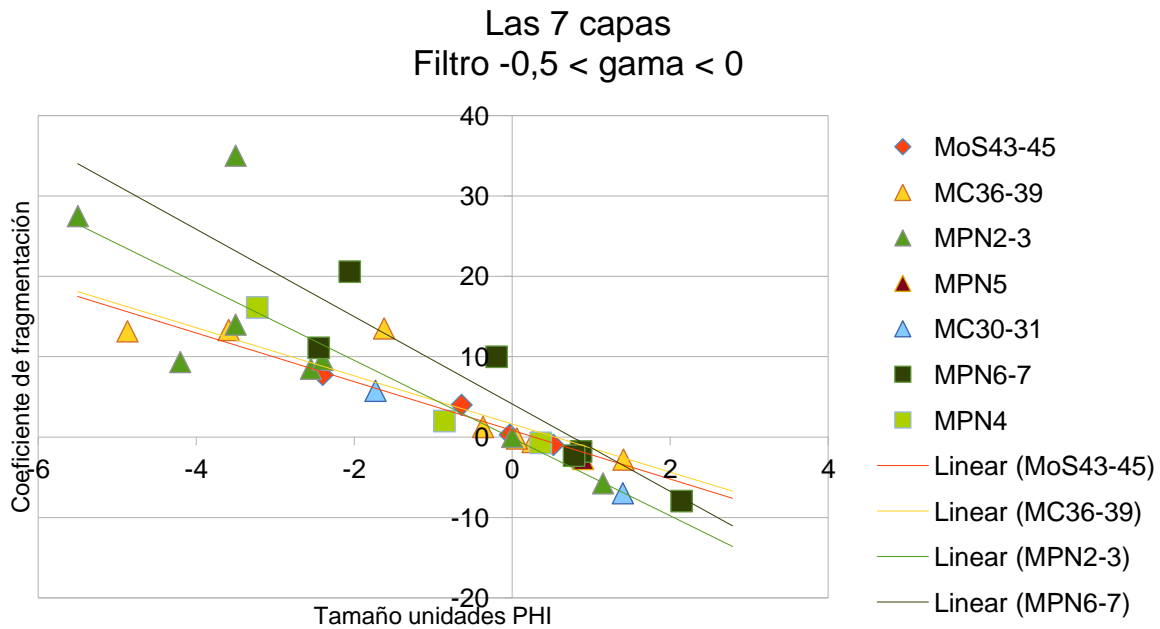


Figura A-10: Las rectas de los conjuntos MoS43-45 y MC36-39 son casi idénticas, las correspondientes a los conjuntos MPN2 y 3 y MPN6 y 7 son casi paralelas, discriminando así diversos mecanismos de transporte o intensidad en su fragmentación.

Si se utilizan todas las subpoblaciones asociadas a fragmentaciones secundarias persistentes (dispersiones en el rango de 0 a 0.5) se genera la Figura A-11. La pendiente positiva del conjunto de datos está en pleno acuerdo con la asociación con fragmentaciones secundaria persistente.

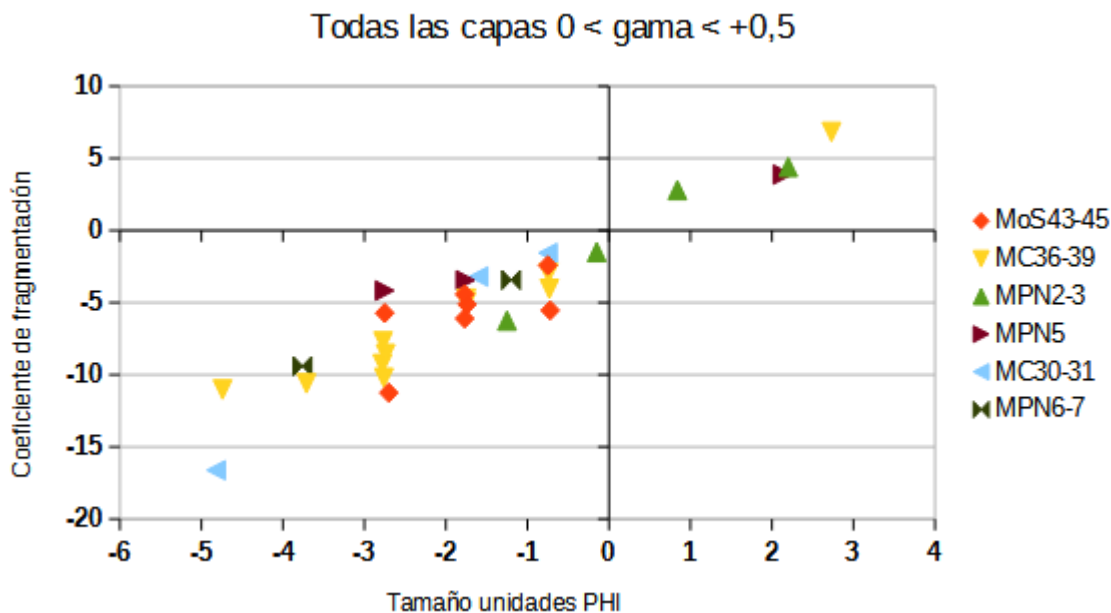


Figura A-11: Relación lineal del coeficiente de fragmentación en función del tamaño para los procesos de fragmentación secundaria persistente (Brenes, 2013).

Nótese el gran número de subpoblaciones de los conjuntos MC36-39 y MoS43-45 asociadas a casos de fragmentación primaria asociadas a vesículas que posteriormente se fragmentaron y liberaron los volátiles que contenían. Además, la gran mayoría tienen modas de 0 a -6 phi, lo suficientemente grandes para tener vesículas posibles de ser expuestas al fragmentarse el clasto. Las muestras MC30 y MC31, asociadas con oleadas muestran solo una subpoblación de -5 phi, y dos más pequeñas de -2 phi y -1 phi, lo que sugiere que los clastos se transportaron en suspensión con poco contacto con el suelo. La fragmentación entonces sería por colisiones entre los clastos, lo que liberaría más volátiles, volviendo más persistente este tipo de transporte. Igualmente se observa que la dispersión de puntos alrededor de la recta es mayor entre más grande sea el clasto, en acuerdo con el mayor número de maneras en que el clasto se puede fracturar.

9- *Análisis de separación selectiva de grano.* Los datos de la ceniza recogida en varios puntos cercanos correspondientes a erupciones acaecidas en 1996 y 1997 (Soto, 1997), de una manera muy diferente a como ahí se presentó. En la publicación se indica que *en términos generales las curvas de ceniza caída contra distancia al volcán son de forma exponencial inversa, es decir, a mayor distancia, el decaimiento de la masa o el espesor es exponencial. Así lo es para los eventos plinianos y estrombolianos relativamente grandes. Las explosiones estrombolianas actuales son medianas o muy pequeñas, de modo que el decaimiento exponencial se da a distancias muy pequeñas. El punto C, el más cercano, está a 1.8*

kilómetros del cráter activo, y de allí en adelante, alejándose, las curvas de distribución de ceniza se comportan como partes distales, casi de forma lineal descendente.

Un gráfico del logaritmo de las masas reportadas versus la correspondiente distancia desde el cráter (Fig. A-12) evidencia que, de 2 a 3 km, la recta tiene pendiente casi nula, lo que implica que la masa se mantuvo constante, sin mostrar el decaimiento exponencial propuesto. En el rango de 3 a 6 km se observa una recta con pendiente negativa, lo que implica un decaimiento exponencial (no lineal como se indica en Soto (1997)), con dos tasas diferentes: una para julio y agosto 1997, y otra para diciembre 96 y septiembre 1997, sugiriendo una estacionalidad que no fue incluida al calcularse los promedios. Observaciones similares se pueden hacer para distancias mayores a los 6 kilómetros. Los rangos de distancia de este análisis concuerdan con los 3 rangos de las facies proximal, mediana y distal mencionados en Alvarado et al. (2006): la facies proximal se definió de 0 a 2.5 km (límite de bloques y flujo de cenizas), la facies media de 2.5 km a 5.5 km (límite del área devastada desde el cráter más bajo, y justo la distancia máxima para los balísticos) y la facies distal mayor a 5.5 km (principalmente caída de ceniza).

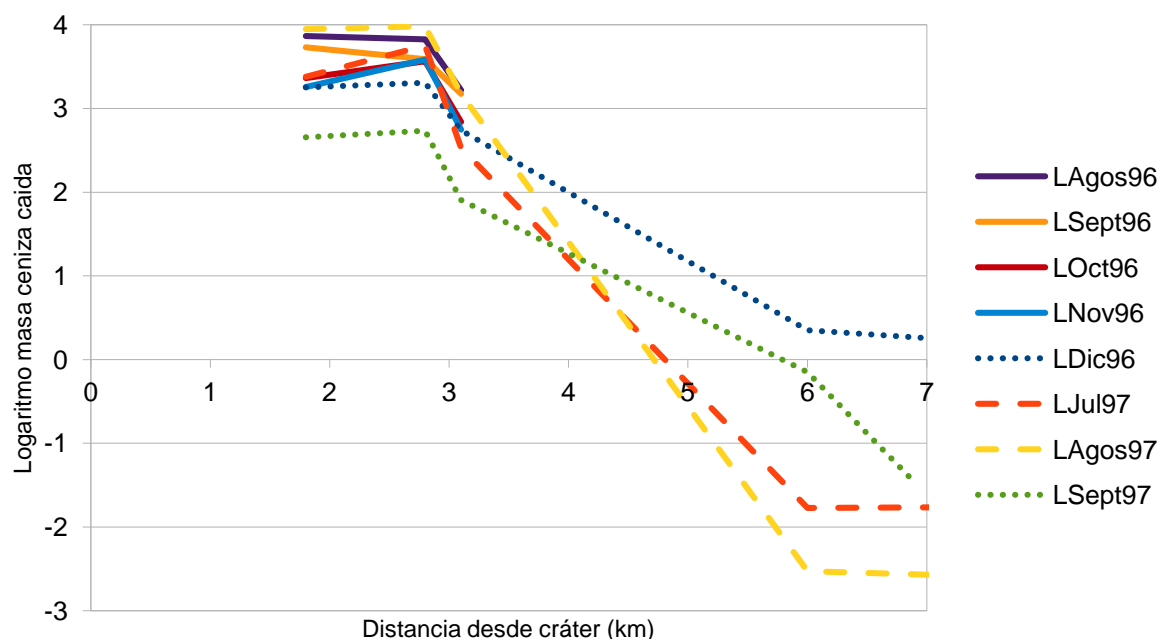


Figura A-12: Gráfico semilogarítmico de las masas de clastos recogidas durante las erupciones de 1996 y 1997.

Un gráfico de la frecuencia en función del tamaño de las distribuciones de Weibull de los conjuntos MC36 a MC39 recolectado a 12 km; MoS43 a MoS45 recolectado a 23 kilómetros; MPN6 y MPN7 recolectado a 6 km; y MH8 a MH10 recolectado a 5.8 kilómetros de la fuente, todos asociados a la capa ET2 (pliniana) (Fig. A-13) genera información útil sobre este punto.

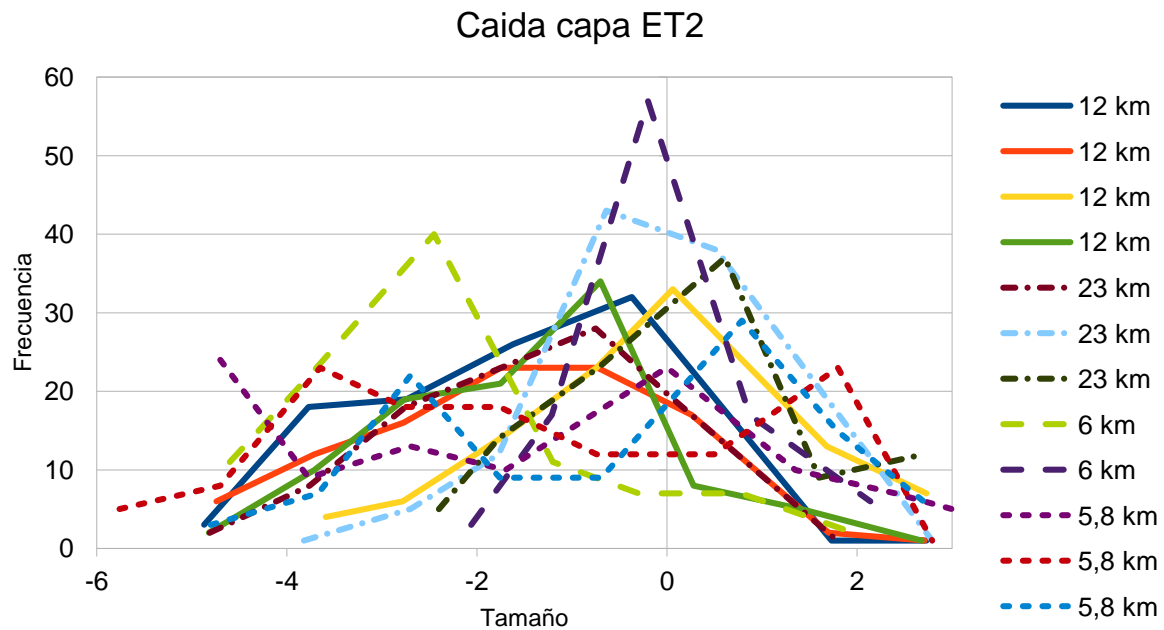


Figura A-13: Distribución por tamaño de los pesos relativos asociados a muestras asociadas a la capa de caída ET2, recogidas a diferentes distancias.

La distribución espacial de los puntos de recolección se muestra en el mapa (Fig. A-14).

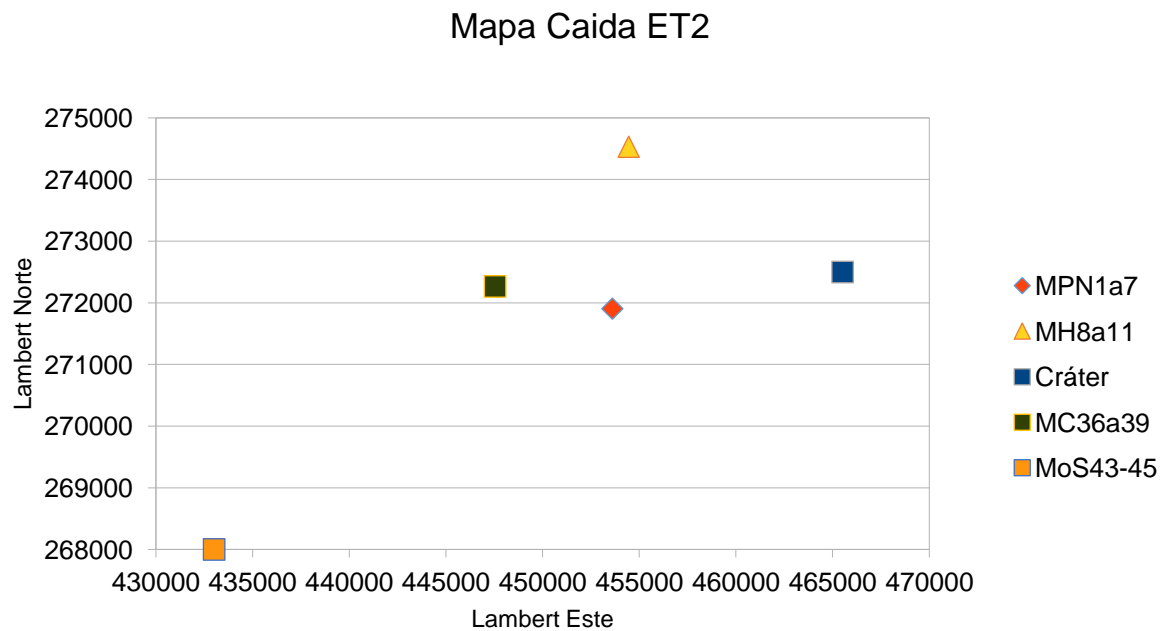


Figura A-14: Ubicación de los 4 sitios de recolección, así como del cráter.

A simple vista se nota que la frecuencia de clastos aumenta conforme el tamaño se acerca a -1 phi desde cualquiera de los extremos (tamaño -6 phi y 3 phi), y que hay dos distribuciones de Weibull que sobresalen, asociadas a muestras diferentes, pero en el mismo sitio de recolección. La deconvolución de las muestras asociadas a la erupción de mayo 18, 1980 del Mount St. Hellens reveló que son una combinación de una subpoblación gruesa que va decreciendo con la distancia desde la fuente con una subpoblación fina constante (Eycheche et al., 2015). Para facilitar el análisis en la figura A-15 solo se incluyen las distancias de 12 km (conjunto MC36-39) y 5.8 km (conjunto MH8-10).

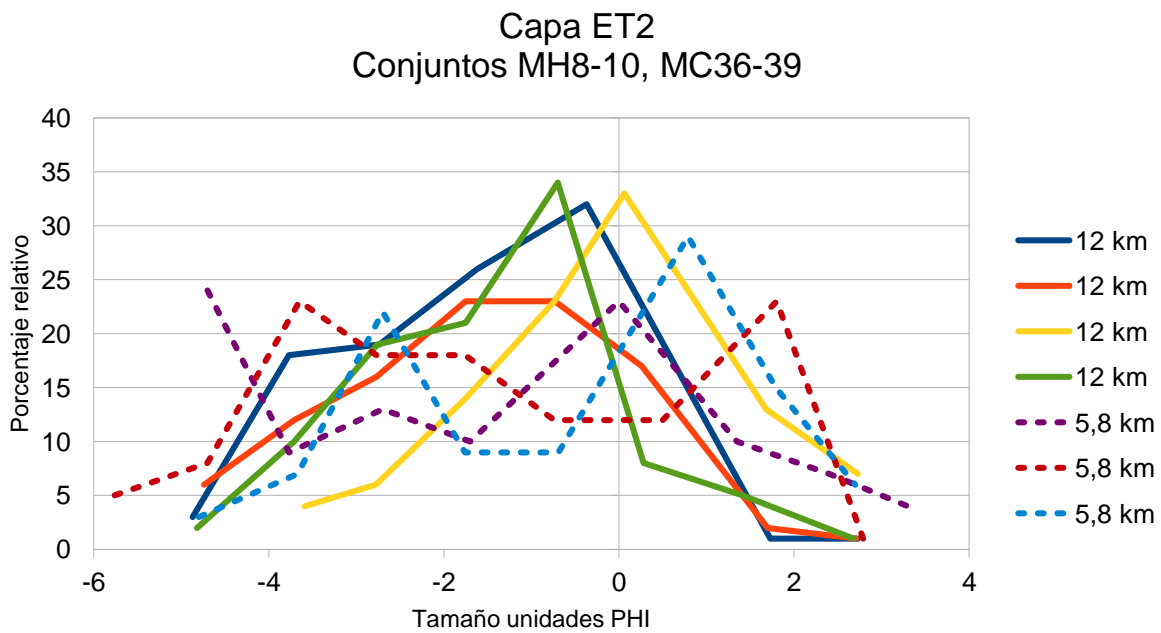


Figura A-15: Las granulometrías bimodales a 5.8 kilómetros se transforman en unimodales a los 12 km.

En la Figura A-16 se comparan el conjunto MC19, MC21 y MC22 asociada a las oleadas de 1968 recolectado a 4.2 km de la fuente con el conjunto MPN14, MPN15, MPN16 y MPN18 también asociado a las oleadas de 1968 pero recolectadas a 2.2 km.

Oleada 1968
MC19- 22 a 4,1 km, MPN14-18 a 2,2 km

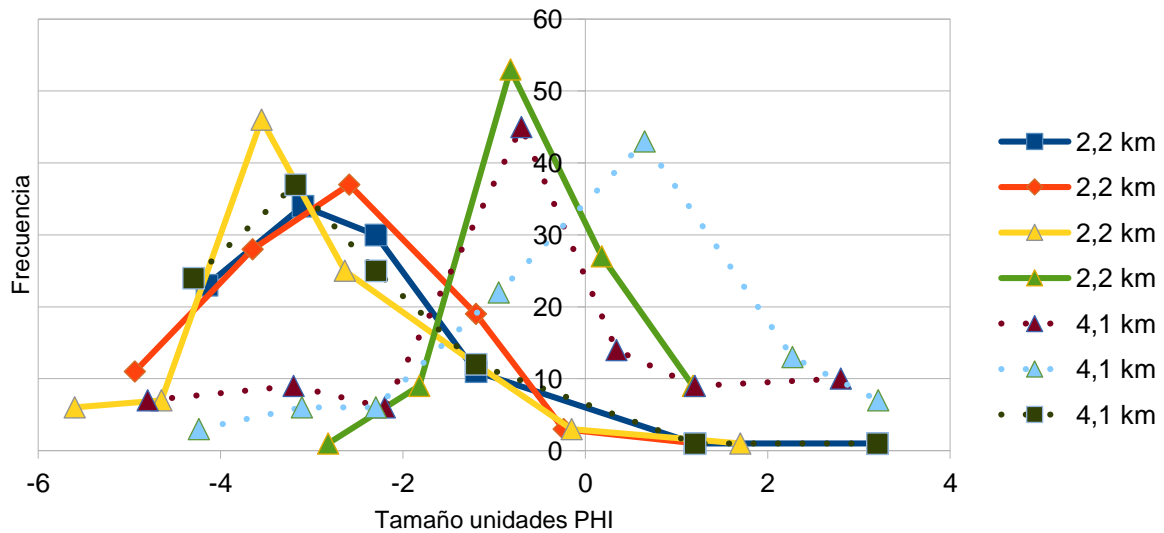


Figura A-16: Todas las oleadas son fundamentalmente unimodales, pero centradas en diversos modos: MPN14, MPN15 y MPN16 entre -4 phi y -3 phi, las MC19 y MPN18 centradas en -1 phi y la MC21 centrada en 1 phi. En todos los casos ese pico constituye el 50 % de la oleada.

También es posible comparar la muestra MPN4 (capa ET3) con dos muestras (MC30 y MC31) asociadas a la capa ET4, recolectadas a 4.1 km (Figura A-17). A pesar de que las muestras de la erupción estromboliana fueron recolectada más lejos de la fuente (6 km) muestra un pico con clastos de -1 phi, más gruesos que el pico alrededor de +2 phi de la vulcaniana (recolectada a 4 km), sugiriendo que la fragmentación se dio desde el origen.

Oleadas capas ET3 y ET4

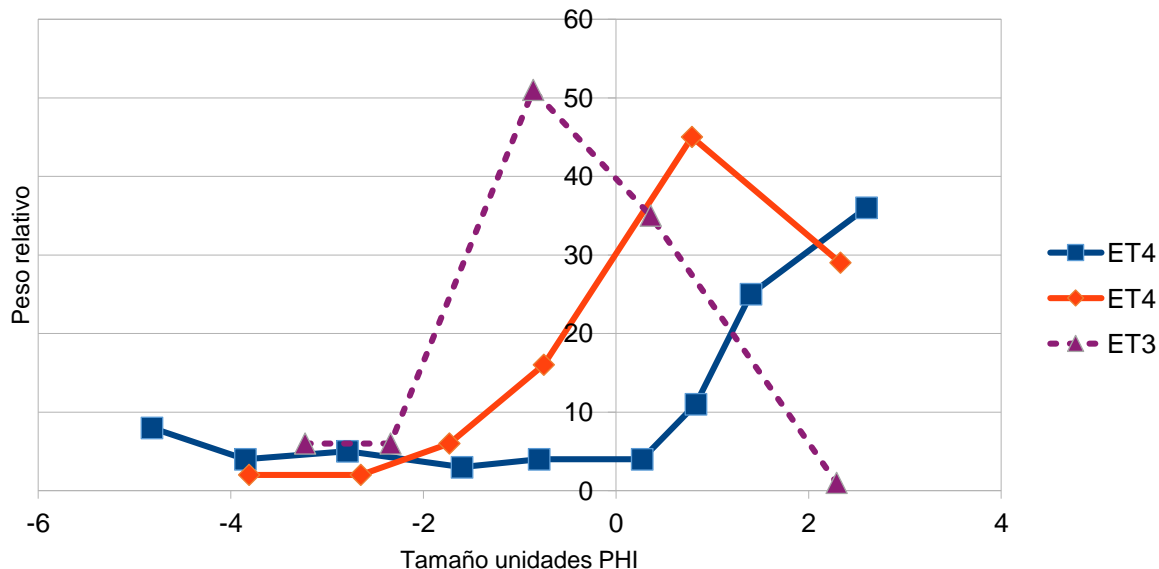


Figura A-17. Granulometrías unimodales asociadas a las capas estromboliana ET3 (MPN4) y vulcaniana ET4 (MC30 y MC31).

Nuevas perspectivas para el análisis de riesgo

En las simulaciones de caída de ceniza se requiere, entre otras cosas, definir lo mejor posible el “término de la fuente volcánica”, lo que implica conocer el chorro de ceniza, la concentración y la distribución por tamaño de las partículas que salen del cráter y se inyectan a la atmósfera. En Costa et al. (2016) se propone que la Distribución por tamaño total (*Total Grain-Size Distribution*, TGSD) es muy importante para la valoración del riesgo y que provee información fundamental sobre la dinámica de la erupción, pues controla tanto la distribución de masa dentro de la columna como los procesos de sedimentación. Tal y como se indica en ese trabajo, la integración requerida para calcular la TGSD está afectada por el número, distribución espacial y distancia desde la fuente de las muestras que se utilicen para su cálculo. En 3 de los casos estudiados, la TGSD podía ser considerada como una sola distribución (unimodal), donde otras 8 muestran dos muy distintas poblaciones, y tres más mostraron una población hacia los gruesos o hacia los finos. Las propiedades estadísticas de estas 14 TGSD estudiadas en Costa et al. (2016) se obtuvieron ajustando las respectivas distribuciones por número acumuladas a la suma a tres alternativas: dos distribuciones log-normales, dos distribuciones de Weibull o bien dos log-logísticas generalizadas.

Varios estudios han mostrado que los fragmentos de rocas siguen un la ley de potencias tal que $N(R \geq r) \propto r^{-D}$, donde $N(R \geq r)$ es el número de fragmentos con un radio R mayor o igual al radio r, D es un exponente conocido como la dimensión fractal (Hartmann, 1969; Turcotte, 1986; Alibidirov and Dingwell, 1996; Kaminski y Jaupart, 1998; Kueppers et al., 2006). El valor exacto de la dimensión D es la combinación de fragmentación primaria en el conducto (Alibidirov y Digwell, 1996) y de posibles fragmentaciones secundarias (Kaminski y Jaupart, 1998; Dufek et al., 2012). En Girault et al. (2014) esa dimensión D se

incorpora como un parámetro en un modelo 1D en estado estacionario, mostrando que tiene un impacto de primer orden en la dinámica de columnas explosivas volcánicas.

En el presente trabajo se propone que, por su carácter fractal, para cada muestra puede derivarse una distribución unimodal o una bimodal a partir de las distribuciones de Weibull obtenidas al deconvolucionar la correspondiente granulometría

Al tomar el logaritmo natural a ambos lados de la ecuación 2 (mencionada en la metodología), y recordando que $\phi = -\text{Log}_2(d/d_1)$ se obtiene

$$\text{Ln } \% = -\text{Ln } m_1 - 3\phi\gamma \text{Ln}2 - (m/m_1)^{1+\gamma} / (1+\gamma) \quad \text{Eq. 3.}$$

Empíricamente se encuentra que para varias de nuestras muestras en el gráfico del logaritmo de la frecuencia en función del tamaño es posible encontrar conjuntos de tamaños consecutivos relacionados linealmente, por lo que el término no lineal $(1+\gamma)^{-1} (m/m_1)^{1+\gamma}$ será el mismo para todos los elementos de ese conjunto. Este resultado se interpreta como un resultado del carácter fractal del proceso pues permite definir a partir de varias de las distribuciones de Weibull iniciales, una nueva distribución de Weibull, de un orden jerárquicamente superior, con su propia dispersión.

Mele et al. (2020) advierten que las pocas TGSD disponibles están viciadas en el tanto que en su cálculo solo incluyen uno de los tres componentes (juveniles, líticos y cristales), una simplificación que afecta, tanto la interpretación de los mecanismos de fragmentación, como el pronóstico de una eventual dispersión de ceniza.

Desarrollo de la propuesta

Para cada granulometría se graficó la ecuación (3) dividiendo los tamaños en dos subconjuntos: uno para tamaños mayor o igual a 1 mm (ϕ negativa), y otro para menores que ese valor (ϕ positiva). En todos los gráficos el porcentaje se multiplicó por 100. A continuación, se presentarán todos los gráficos obtenidos al graficar el logaritmo de la frecuencia en función del tamaño, para proveer al lector de una visión global. En los casos en que se puede definir nuevas distribuciones de Weibull se hace el comentario pertinente, incluyendo la dispersión respectiva. Luego se analizarán algunos de ellos más en detalle, presentando una posible interpretación.

Conjunto caída Capa ET2

La serie MC36, MC37, MC38 y MC39 (caída capa ET2) se recolectó a la entrada de la finca La Joya (coordenadas Lambert 447531E -272268N). El gráfico del logaritmo natural del porcentaje para tamaños mayores o iguales a 0 ϕ se muestra en la Fig. A-18.

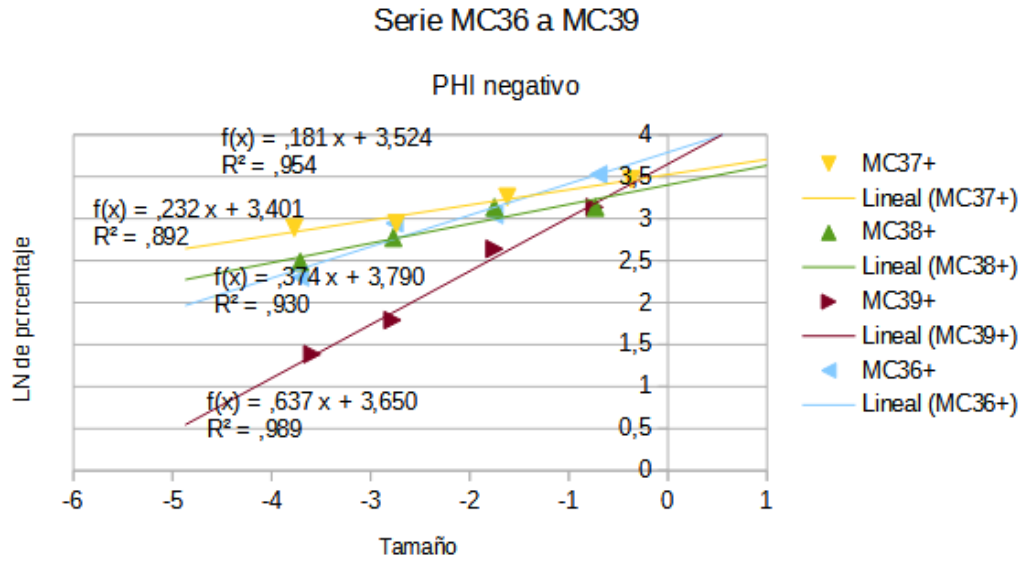


Figura A-18: Evidencia de que el logaritmo natural del porcentaje varía linealmente con el tamaño, con R^2 mayores a 0.9 , en el rango de -4 phi a 0 phi, Obsérvese que la MC39 se separa de las muestras MC36, MC37 y MC38, y que los interceptos de las 4 líneas son muy parecidos.

El porcentaje también varía linealmente para clastos con tamaño menor a 0 phi, aunque con pendientes diferentes (fig. A-19).

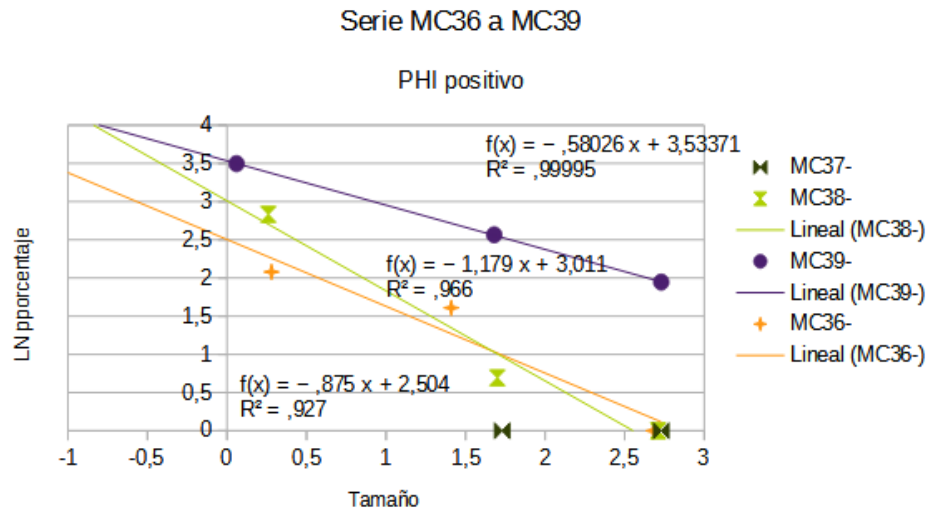


Figura A-19: Comprobación de la aproximación lineal para tamaños menores a 1mm. Solo 3 rectas (R^2 mayores a 0.93) se pudieron trazar, con interceptos y pendientes diferentes a las correspondientes rectas de la fig. A-18.

La serie MoS43, MoS44 y MoS45 (caída, capa ET2) fue recolectada en las cercanías del OSIVAM (433000E, 268000N) a unos 23 kilómetros del cráter, Según se observa en la Fig. A-20 la muestra MoS45 genera una sección curva, no una lineal.

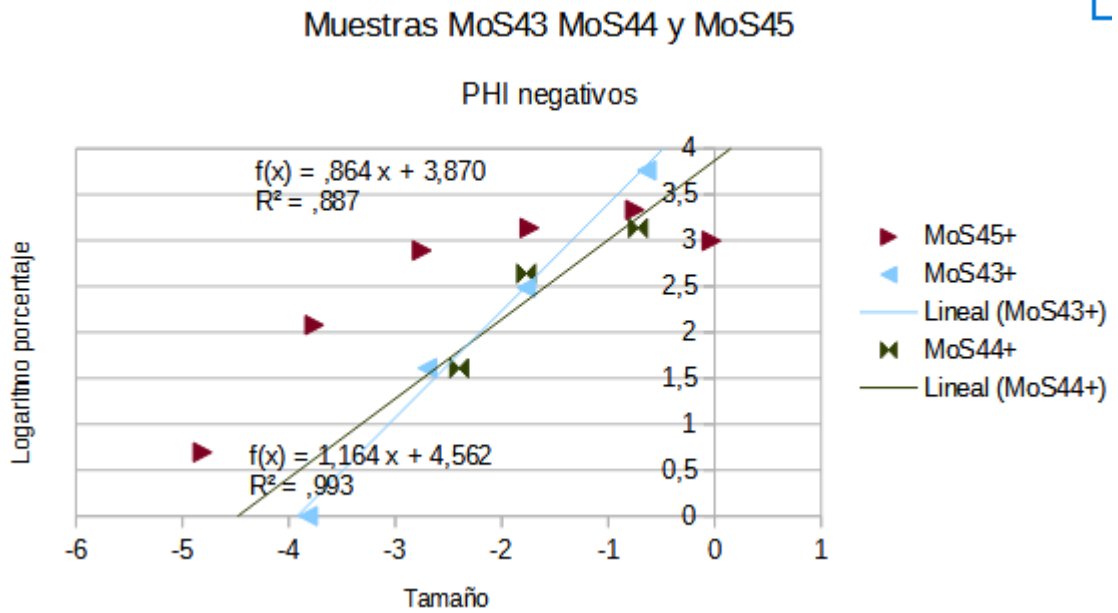


Figura A-20: Análisis de las muestras MoS43, MoS44 y MoS45. Nótese que la muestra MoS45 genera una sección curva.

Las muestras MPN6 y MPN7 (caída, capa ET2) recolectadas en la casa de Guardaparques (453608E, 271907N) distante unos 6 kilómetros de la fuente (figura A-21)

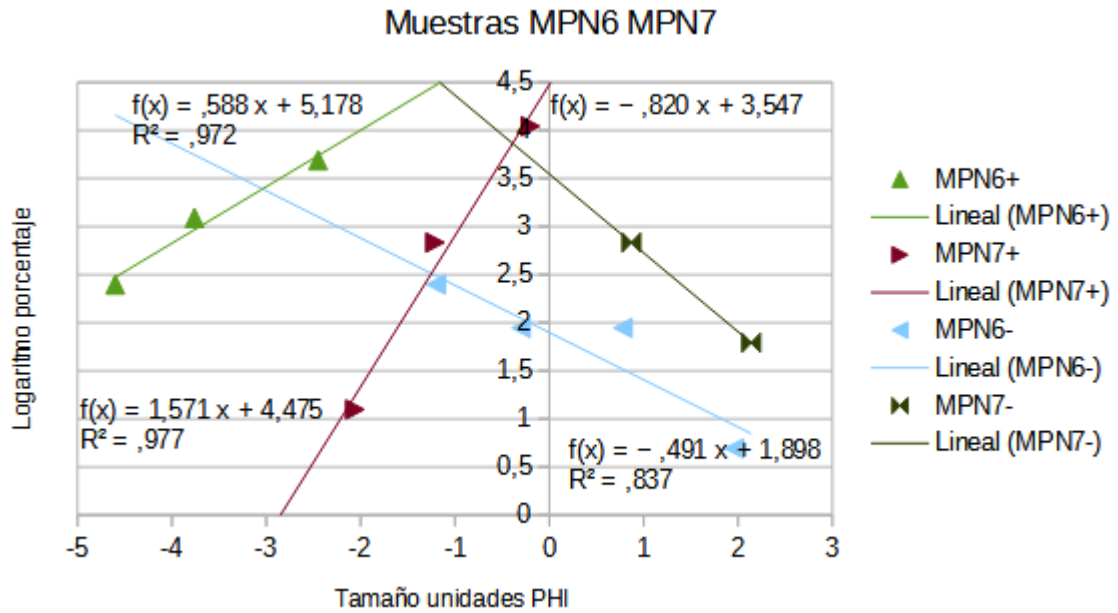


Figura A-21: Obsérvese que el límite entre tamaños mayores y menores naturalmente cambió de 0 phi a -1 phi.

Las muestras MH8, MH9 y MH10 (caída, capa ET2) recolectadas en el hotel Arenal Lodge (454446 E, 274533N) a una distancia de 5.8 kilómetros se muestran en la figura A-22.

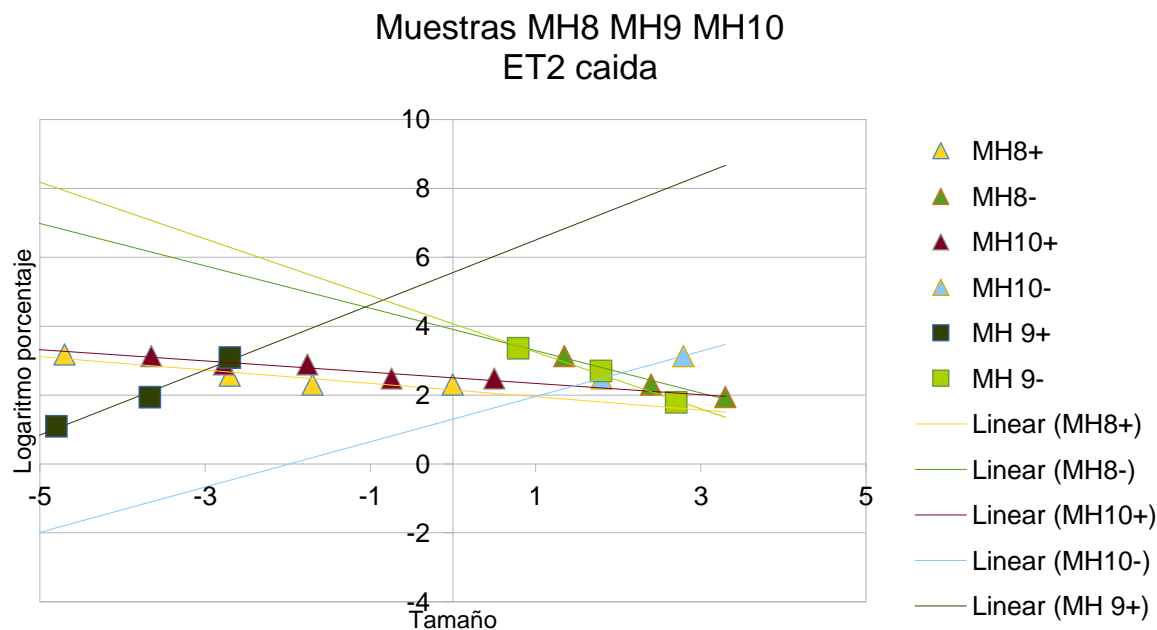


Figura A-22: Nuevamente se encuentran relaciones lineales entre el logaritmo del porcentaje en función del tamaño.

Conjunto caída Capa ET3

La capa ET3 ha sido asociada a eventos estrombolianos violentos o subplinianos basálticos. Las muestras MPN2, MPN3 y MH11 (capa ET3) fueron recolectados en dos de los mismos lugares de la capa ET2, que comparten en términos generales los mismos rasgos topográficos, aunque los respectivos eventos estén separados por casi un siglo. Si bien se puede observar en la figura A-23 que es posible definir relaciones lineales en los rangos -6ϕ a -2ϕ ($0.81x + 5.01$ para MPN2 y $0.29x + 3.61$ para MPN3) y para el rango -2ϕ a -1ϕ ($-0.56x + 1.7$ para MPN2 y $-0.21x + 2.51$ para MPN3), también se puede proponer que todos los puntos de los clastos más gruesos que 0ϕ están unidos por una curva.

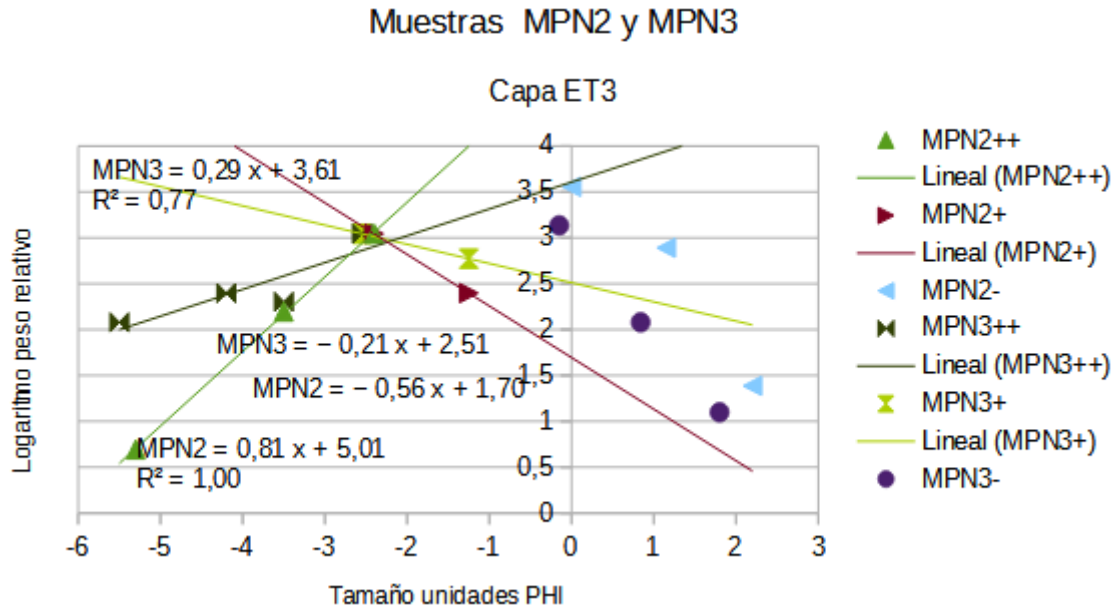


Figura A-23: Las muestras MPN2 y MPN3 fueron recolectadas en la casa de los guardaparques (6 kilómetros). Para los fines es posible establecer las relaciones lineales $-0,979x + 3,704$ con $R^2 = 0,941$ para la MPN2 y $-1,045x + 2,97$ con $R^2 = 1$ para la MPN3.

En la muestra MH11 (figura A-24), recolectada en el Arenal Lodge (454446E-274533N), distante a 5.8 km del cráter, los gruesos definen la recta $0,53x + 3,535$ $R^2 = 0,932$.

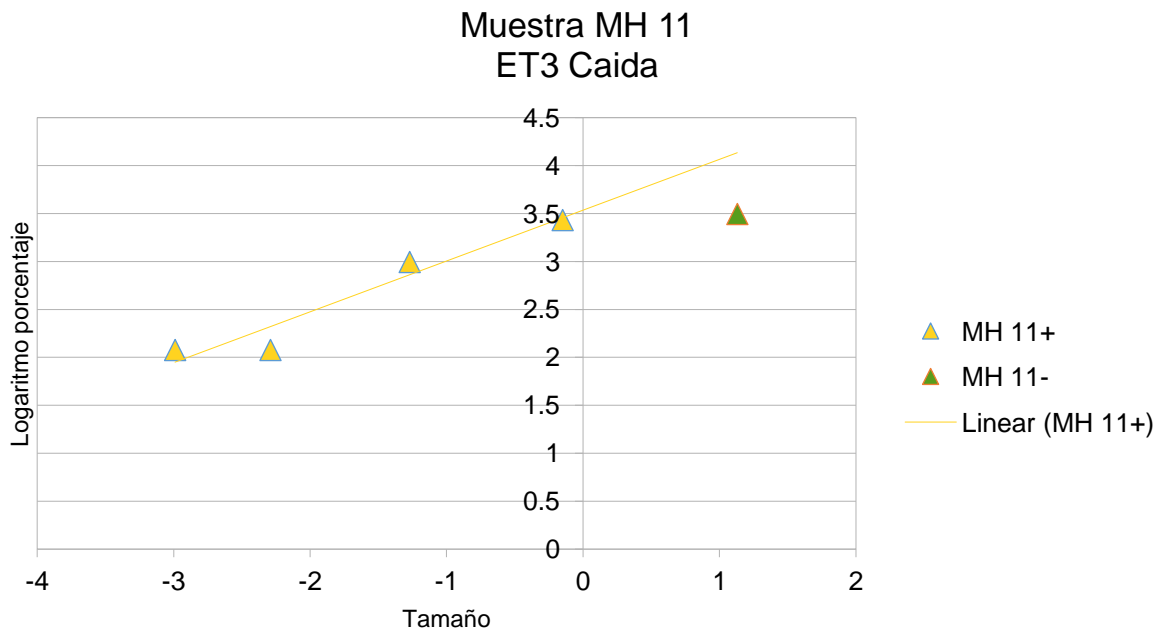


Figura A-24. Para la muestra MH11 asociada a caída en la capa ET3, solo es posible definir una relación lineal para los clastos gruesos.

Conjunto caída capa ET4

Compuesto por 2 muestras, la MPN5 (recolectada cerca de la casa de los guardaparques, al igual que las MPN6 y MPN7 de la ET2) y la MC32 recolectada cerca del Mirador El Silencio (456178E-274157N, a unos 4.1 km del cráter) (Figura A-25).

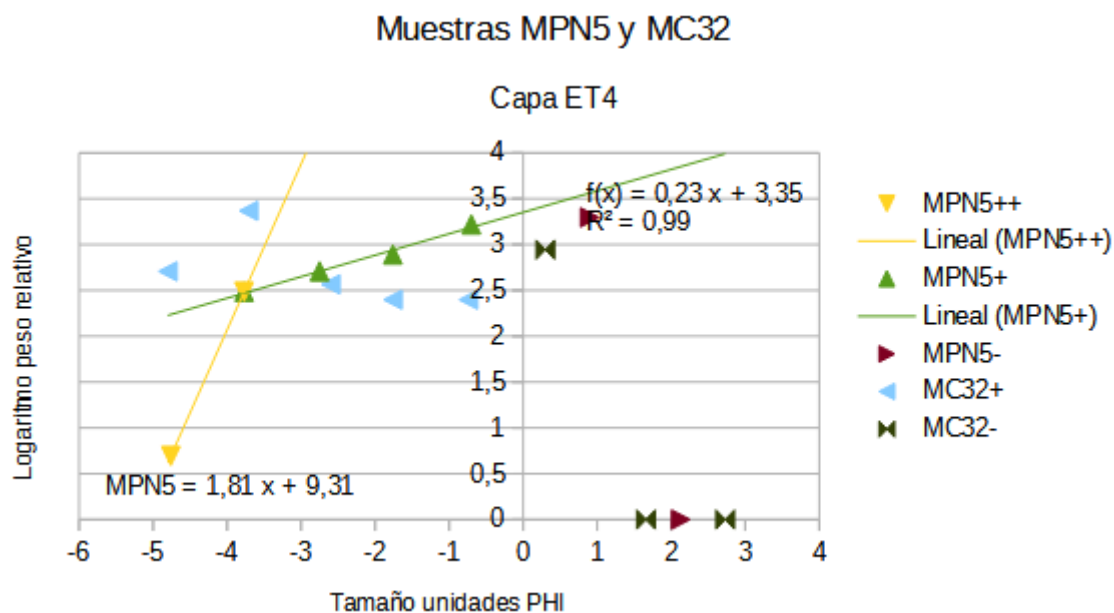


Figura A-25: La muestra MPN5 genera dos relaciones lineales: una en el rango de -5 phi a -4 phi, y otra en el de -4 phi a -1 phi, en tanto que la muestra MC32 genera una curva.

Conjunto oleada capa ET4

El análisis para las muestras MC30 y MC31 se presenta en la Figura A-26

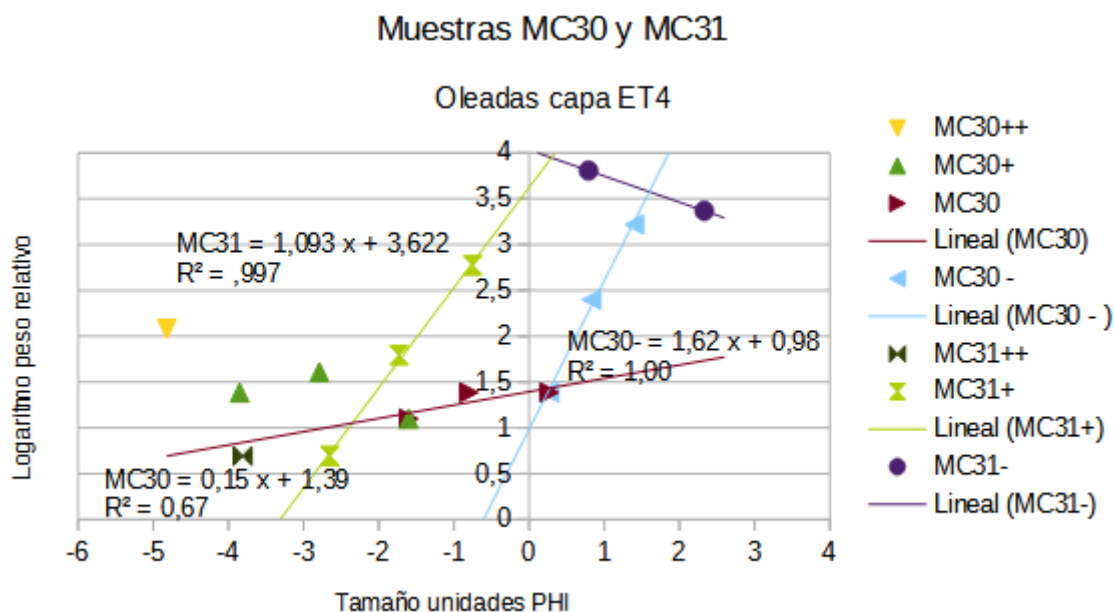


Figura A-26: Para la muestra MC30 no está claro si las distribuciones con modas de -5 phi y -4 phi son parte de una curva o una recta, y si las 3 distribuciones con modas -2 phi, -1 phi y 0 phi realmente se relacionan linealmente ($R^2 = 0.67$). Se le trazó por analogía con otros gráficos. Nótese las pendientes tan similares de MC31 y MC30.

Conjunto oleada ET3

El gráfico de la única muestra para oleadas asociadas a la capa ET3, la MPN4 recolectada cerca de la casa de guardaparques (453608 E - 271907 N), se presenta en la figura A-27. Nótese que es posible definir la relación lineal en el rango de -3 phi a -1 phi.

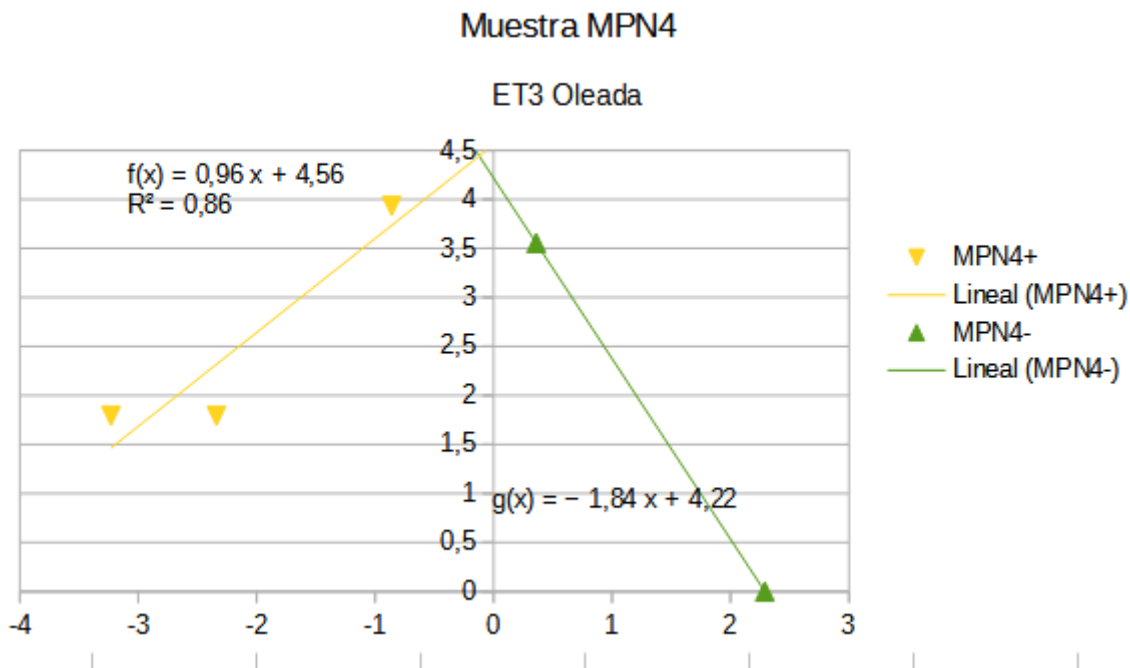


Figura A-27: La recta $f(x) = -1.84 x + 4.22$ asociada a finos se trazó con solo dos puntos.

Conjunto de oleadas de 1968

Las muestras MPN14, MPN15, MPN16 fueron recolectadas en las faldas del volcán (457533 E, 271472N) a unos 2.2 kilómetros del cráter. Su gráfico se muestra en la Fig. A-28. Los gráficos del logaritmo del porcentaje en función del tamaño revelaron dos relaciones lineales en los rangos de -6 phi a -3 phi, y de -3 PHI a 0 PHI.

La muestra MPN18, recolectada en ese mismo sitio e igualmente considerada una oleada, genera un gráfico similar al de caída (Fig. A-29). Las muestras MC19, MC21 y MC22 fueron recolectadas en un corte de calle (455518E, 272425 N) a unos 4 km del cráter. Muestran un complejo proceso de transporte y fragmentación, que se simplifica si se pudiera eliminar un dato (denominado *outlier* en la figura A-30) de la MC19, sin poderse presentar un argumento que lo valide.

El gráfico de la muestra MHC27, catalogada como oleada húmeda (460182E-274182 N), recolectada a unos 2.2 km de la fuente, guarda un gran parecido con la MC21, como se muestra en la Fig. A-31.

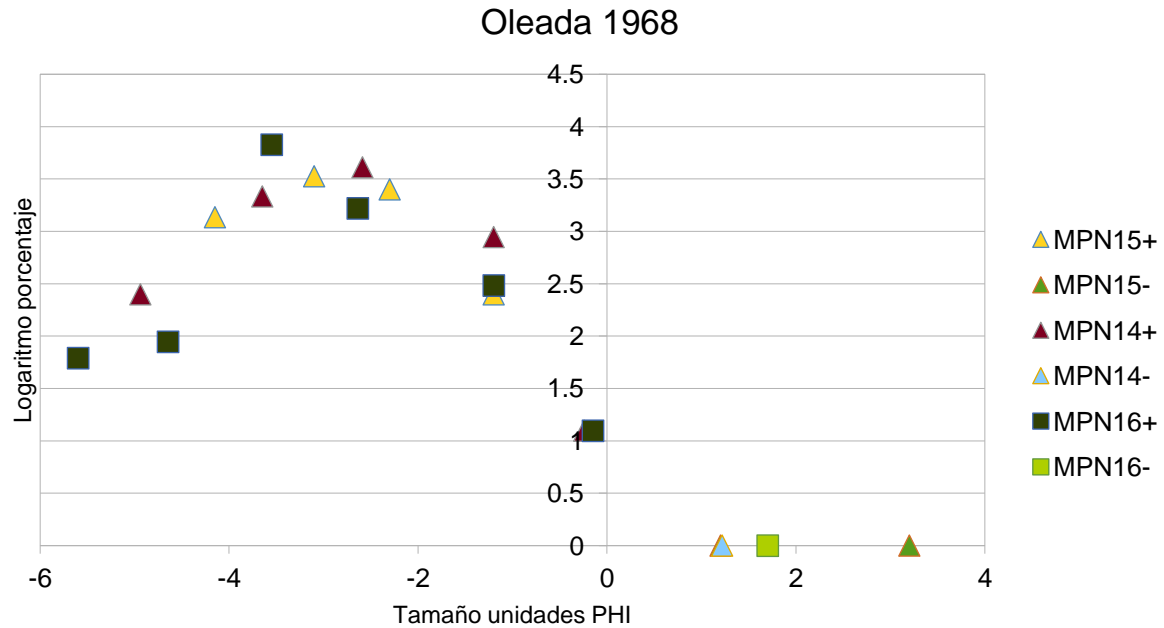


Figura A-28: Las 3 muestras generan casi la misma sección curva, parecida a una distribución de Weibull que abarca todo el rango de los gruesos.

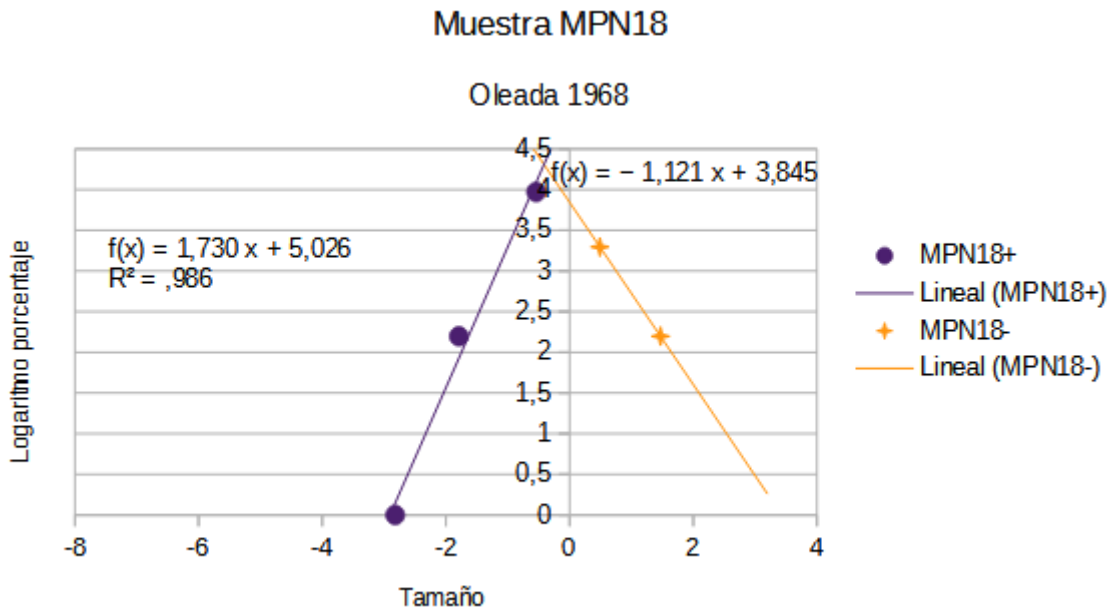


Figura A-29: A partir de las distribuciones de la muestra MPN18 se deducen dos relaciones lineales con valores de pendiente e intercepto similares a los obtenidos de las muestras asociadas a caída. Se advierte que para los finos solo se dispuso de dos puntos.

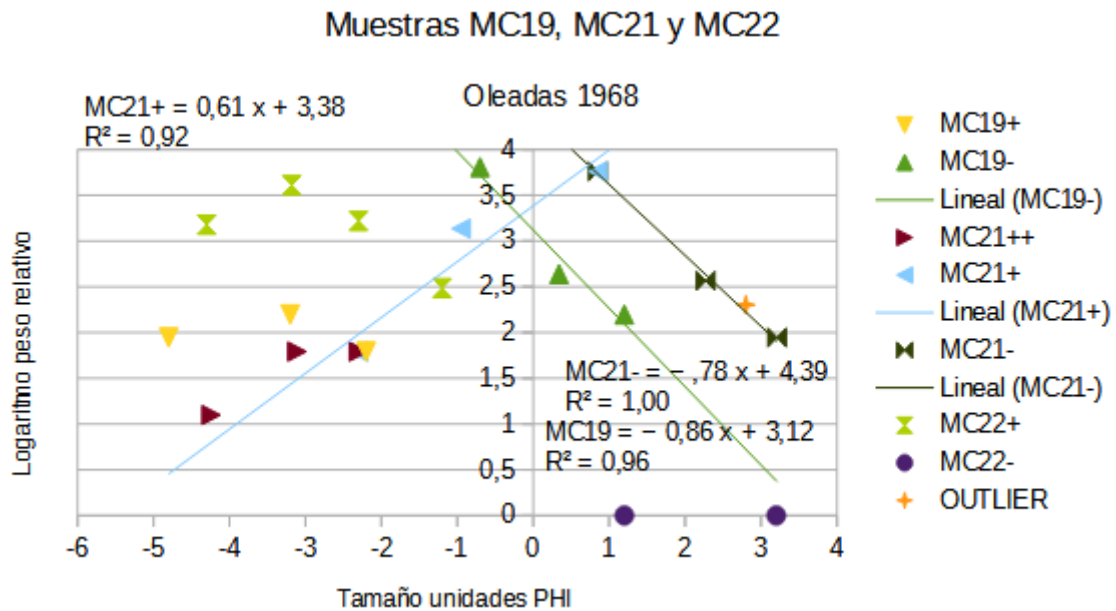


Figura A-30: En el gráfico de las muestras MC19 y MC21 se observa la presencia de clastos finos en cantidades apreciables, así como curvas en el rango de los gruesos que recuerdan a las generadas a partir de los datos de la MPN14, MPN15 y MPN16.

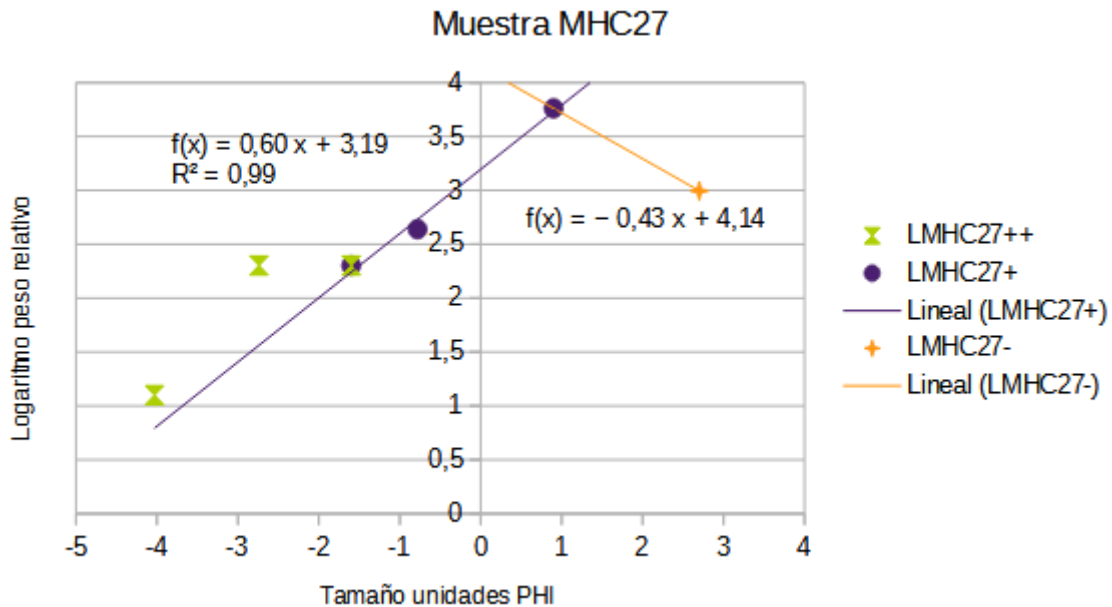


Figura A-3: Nótese la similitud con otras oleadas: una curva en el rango -4 phi a -2 phi, una recta con pendiente positiva en el rango -2 phi a 1 phi, y una recta con pendiente negativa para los finos.

Las pendientes e intercepto de la MC21 y la MHC27 (Cuadro A-4) son muy similares, lo que sugiere que son muestras de la misma oleada recolectadas en sitios diferentes. Se añadieron los datos correspondientes a la muestra MPN13, catalogada como flujo, y las MHC23 y MHC26 que tienen características similares, para facilidad de comparación, las que serán analizadas más adelante.

Cuadro A-4: Comparación de las pendientes e intercepto de las rectas a partir del logaritmo del acumulado de la frecuencia (primeras dos columnas), del logaritmo de la frecuencia de clastos gruesos (columnas 4 y 5), y de clastos finos (las dos últimas columnas)

Muestra	Pendiente	Intercepto	Pendiente	Intercepto	Pendiente	Intercepto	Distancia
MHC27	0.8447	4.6232	0.6	3.9	-0.43	4.14	2.2 km
MC21	0.8387	4.699	0.61	3.38	-0.78	4.39	4.2 km
MPN13	0.73	5.45	0.53	3.75	-0.68	3.58	2.2 km
MHC23	0.429	4.915	---	----	-0.93	3.56	2.5 km
MHC26	0.405	5.448	0.523	3.794	-1.35	1.78	2.7 km

Se propone que la MC21 y la MHC27 son la misma oleada húmeda en la que clastos -2 phi o mayor tamaño fueron fragmentados por abrasión con el suelo causando que el vapor de agua de las vesículas se liberara y, a partir de ahí, los clastos se transportan como de caída. La pendiente es una medida de la intensidad de ese proceso, siendo así menos intenso tanto más lejos. Los cambios de tamaño en esta etapa serían debido a colisiones repetidas entre los clastos.

Conjunto flujo 1993

Los flujos piroclásticos serán el siguiente proceso para analizar. Se utilizarán las muestras MPN12 y MPN13 recolectadas en Lagos Cedeño (457533 E 271472 N) a unos 2.2 km del cráter (Fig. A-32). Las rectas asociadas a los finos son muy parecidas $-0.595x + 2.676$ con $R^2 = 0.99$ para la MPN12 y $-0.675x + 3.572$ con $R^2 = 0.938$ para la MPN13. Para los gruesos se da una gran diferencia. La muestra MPN13 presenta dos regímenes: una curva que se asoció a una distribución de Weibull jerárquicamente superior, seguida después por una recta de pendiente positiva, muy similar a las presentes en las oleadas. La MPN12, por el contrario, genera una recta con pendiente negativa en todo el rango de -6 phi a 0 phi.

La muestra MHC23 recolectadas en el Tajo Cedeño (461100 E, 274133 N) a 2.5 km de la fuente, fue catalogada como un flujo de escorias negras. La MHC26 recolectada en la Estación Cedeño (460182 E, 274182 N), a 2.7 km de la fuente (caída y flujo) (Figura A-33). Se advierte que la muestra MHC23, a pesar de que la deconvolución muestra una correlación muy alta de $R^2 = 0.9679$ con la granulometría, presenta dos frecuencias de 6 % que se salen completamente del patrón (denominadas *outliers* en la Fig. A-33).

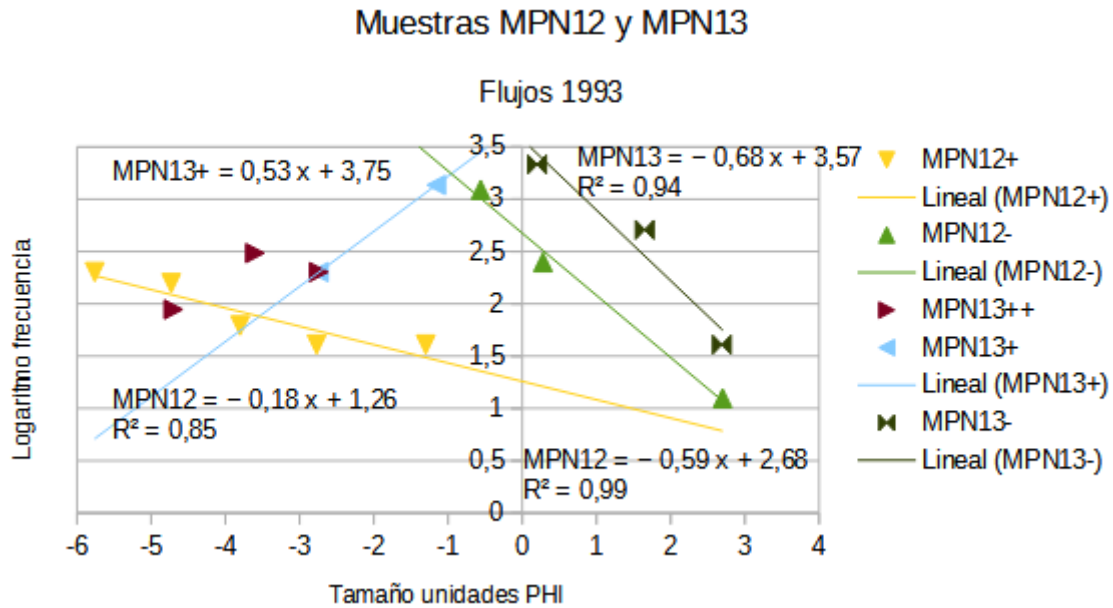


Figura A-32: Nótese la gran similitud del gráfico de la MPN13 con el de la MHC27: una curva en el rango -5 phi a -3 phi, una recta con pendiente positiva en el de -3 phi a -1 phi, y una recta con pendiente negativa para menores a -1 phi.

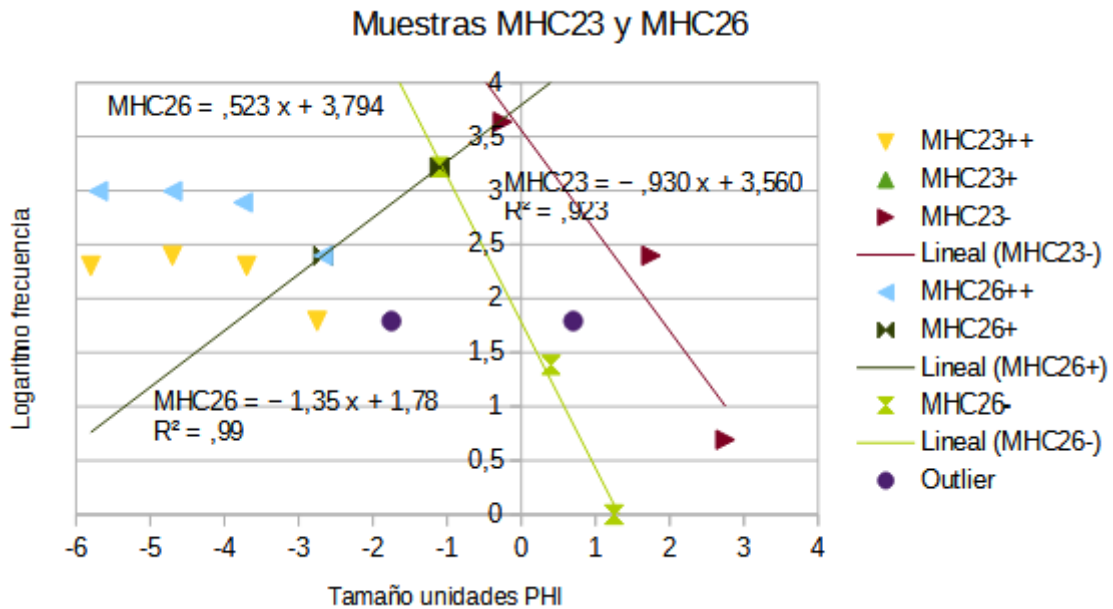


Figura A-33: Ambas reproducen el patrón antes encontrado: una curva en el rango -6 phi a -3 phi, una recta con pendiente positiva en el rango -3 phi a -1 phi, y una recta con pendiente negativa en los finos.

Caso de retrabajo

Tres muestras recolectadas en un tajo localizado a unos 3.1 km del cráter (462823 E-272268 N) fueron clasificadas como retrabajo. El gráfico correspondiente es la Fig. A-34.

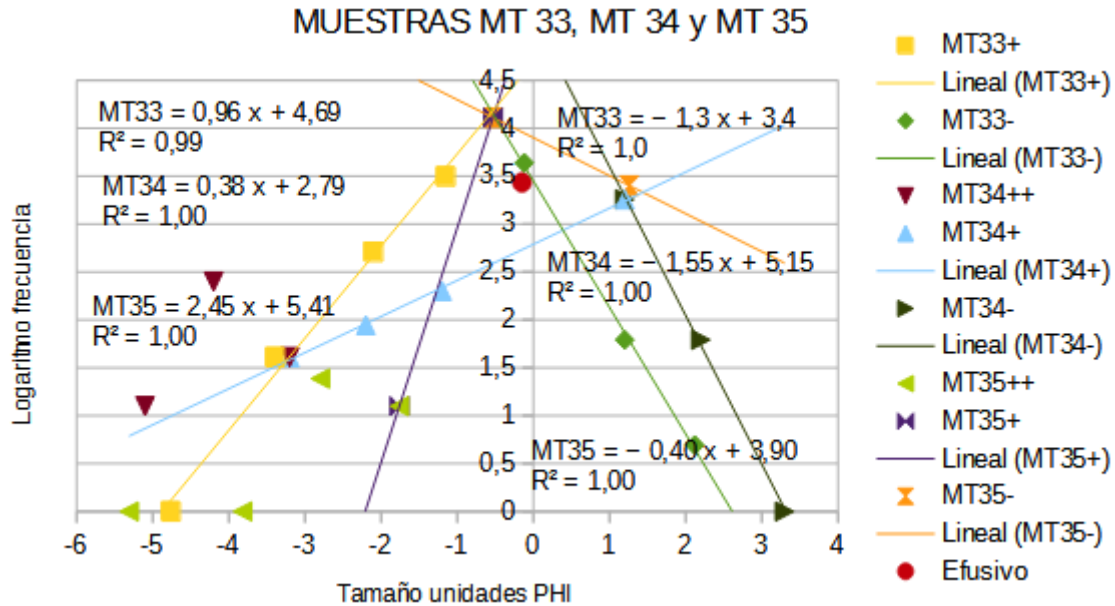


Fig. A-34: Las muestras MT34 y MT35 muestran el patrón de una curva para clastos de tamaño-3 phi y mayor, que proponemos indica abrasión, una recta de pendiente positiva para el rango -3 phi hasta 0 phi, que asociamos a fragmentación por colisión, y para los finos una recta de pendiente negativa. La MT33 no presenta ninguna curva, solo una recta para todo el rango de los gruesos.

Interpretación Propuesta

A partir de los valores de las pendientes de las figuras A-18, 20, 21, 22, 23, 25 y 34, para aquellos casos en que para los gruesos se pueden definir dos relaciones lineales, es posible deducir los valores de las dispersiones de las distribuciones de Weibull de un orden jerárquicamente superior.

Los valores se resumen en el Cuadro A-5, en el que la primera columna es el tipo de transporte que fue asociado a la muestra a partir de técnicas tradicionales, en la segunda se identifica la muestra, en la tercera se consigna la distancia en metros a partir de la fuente, en la cuarta y quinta columna se reportan la dispersión calculada a partir de la pendiente (Ecuación 3) en el rango de -6 phi a -3 phi (o sea lo más grueso +G), y en el rango -3 phi a 0 phi (o sea gruesos G) para caída, flujo y oleada.

Cuadro A-5. Valores de la dispersión de las distribuciones de Weibull de un orden jerárquicamente superior, calculadas a partir de las pendientes de las relaciones lineales reveladas en los gráficos de logaritmo de la frecuencia en función del tamaño. Los encabezados de las columnas se explican en el texto.

		Distancia m	Caída A +G	Caída B +G	Flujo +G	Oleada +G	Caída A G	Caída B G	Flujo G	Oleada G	MC38
ET4	MPN5	6093	-0.98				-0.75				
Caída											
ET2 caída	MC37	12170	-0.95				-0.74				
ET2	MoS44	22950	-1.01				-0.76				
Caída											
ET4	MC32	4098		-0.82				-0.70			
Caída											
ET2	MH10	5808		-0.82				-0.70			
Caída											
ET2	MPN6	6093		-0.80				-0.68			
Caída											
ET2 caída	MC36	12170		-0.88				-0.75			
ET2	MC38	12170		-0.80							-0.73
Caída											
ET2	MoS43	22950		-0.89				-0.73			
Caída											
ET2	MoS45	22950		-0.87				-0.73			
Caída											
Flujo 93	MPN	2244			-0.78				-0.72		
	13										
Flujo 93	MPN	2244			-0.74				-0.69		
	12										
ET3 Flujo	MHC	2503			-0.75				-0.69		
	23										
Flujo 93	MHC	2503			-0.75				-0.69		
	26										
Oleada 68	MC21	4198				-0.80				-0.70	

Líneas arriba se encontró que la sobreposición de las distribuciones de Weibull refleja la autoregulación de todo el proceso, pues el proceso asociado a una de ellas afecta el proceso asociado a la siguiente. Para evidenciar esta íntima relación se procedió a graficar la dispersión (G) de los gruesos en función de la dispersión (+G) de los más gruesos, encontrándose dos relaciones lineales para caída (caída AG, y Caída BG, Fig. A-35), y una para flujo (Fig. A-36).

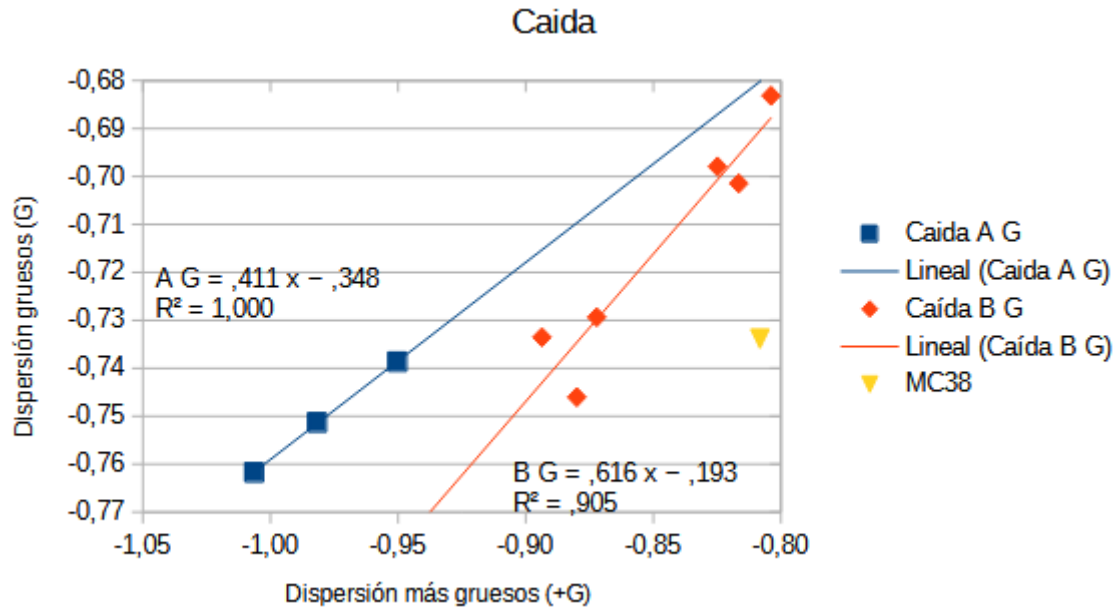


Figura A-35. Para los casos de caída, se evidencia que la dispersión para los tamaños más gruesos (+G) están relacionadas linealmente con las correspondientes para el rango de los gruesos (G), generando dos conjuntos diferentes de manera natural.

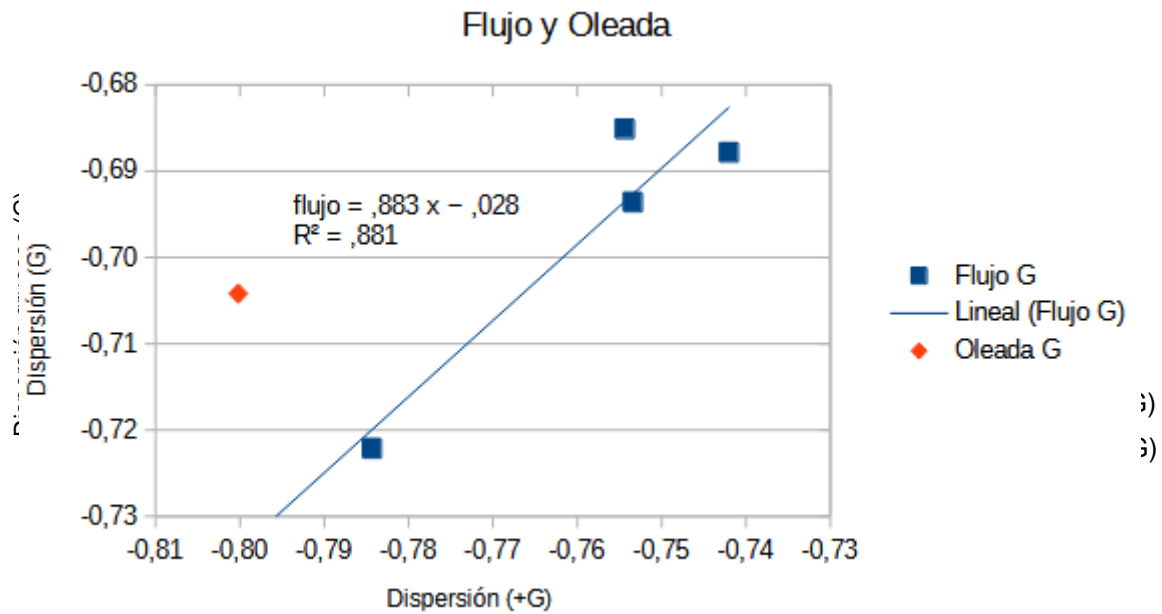


Fig. A-36: Relación lineal entre la dispersión (+G) y la dispersión (G) para flujo. Claramente el único punto para oleada (MC38) está fuera de la recta asociada para flujo.

La Fig. A-37 pone al descubierto que a la misma distancia se pueden encontrar tanto clastos que fueron generados por descompresión súbita como por colisiones internas. Dispersiones cercanas a -1 se asocian con distribuciones de Weibull poco evolucionadas, en tanto que las de un rango de -0.9 a -0.8 implican que los clastos colisionaron entre sí (Wholetz et al, 1989), en acuerdo con lo reportado en Jones et al. (2016). Además, las colisiones entre clastos disipan energía, lo que sugiere que los clastos asociados a dispersiones entre -1 y -0.9 fueron generados en procesos menos energéticos que los asociados a rangos entre -0.9 y -0.8.

En resumen, los parámetros de las distribuciones de Weibull obtenidas al deconvolucionar las granulometrías de muestras asociadas a erupciones separadas por centenas de años y asociadas a diversos procesos de transporte, se agrupan en 2 conjuntos de caída, una más para flujo y otro para oleada, al ser analizadas con ayuda de la ecuación 3. Una porción importante del material eruptado en las erupciones plinianas y sub-plinianas es piroclastos de pómez, que son producidos por fragmentación sin-eruptiva explosiva de magma burbujeante durante una rápida descompresión en el conducto. Esta pómez preserva la distribución por tamaño y las características de la fragmentación primaria (Giachetti et al., 2021). Estas distribuciones difieren significativamente de la distribución por tamaño final, y tienen asociadas dimensiones fractales de alrededor de 2.4 (equivalente a una dispersión de -0.8). En este trabajo exploramos la posibilidad de que los clastos transportados por caída, que denominamos B + G en el Cuadro A-5, sean una muestra de esos protopiroclastos. En el trabajo de Jones et al. (2016) se reportan las dimensiones fractales producidas por la fragmentación de magmas intermedios por tres métodos diferentes, variando de una dimensión máxima de 2.7 para el caso por descompresión súbita, hasta un mínimo de 2.1 para fragmentación por impactos repetidos, lo que equivalen a dispersiones de -0.9 y -0.7 respectivamente, muy similares a los valores de dispersión A +G, y de B +G (Cuadro A-5). Las diferencias en las dispersiones podrían deberse a la selección por grano al recorrer distancias diferentes, como se muestra en la Fig. A-37.

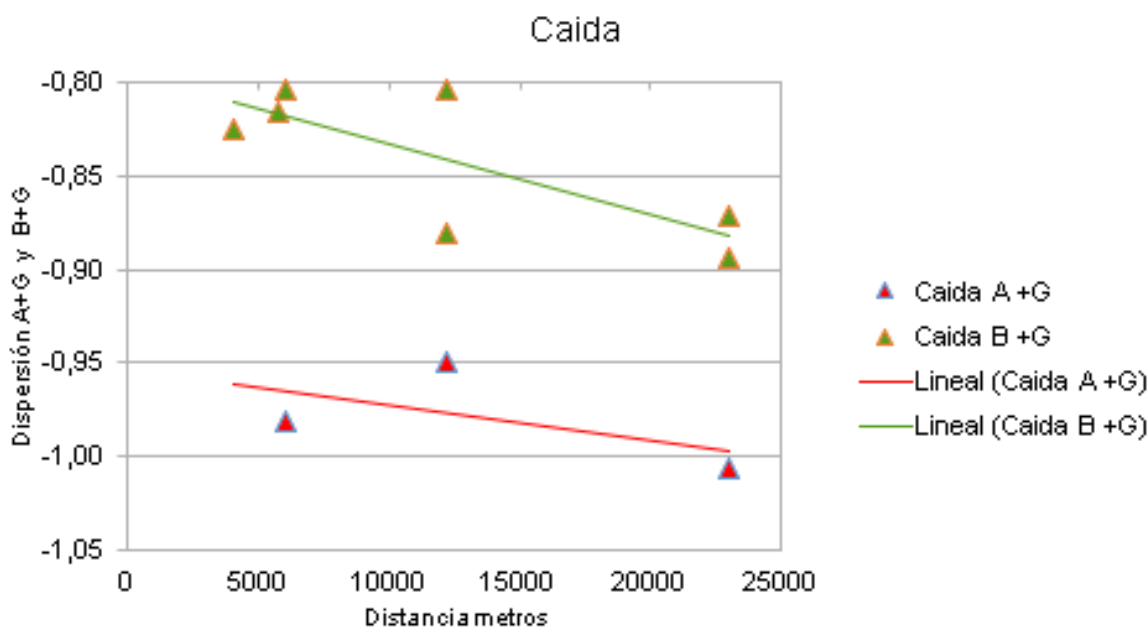


Fig. A-37: Análisis de las dispersiones asociadas a caída en función de la distancia recorrida, que sugieren una selección por grano.

Uso del logaritmo del acumulado de frecuencias. Diferencias con la propuesta de Visher

Todas las muestras en que los gráficos de la ecuación (3) mostraron curvas cóncavas en lugar de rectas están asociadas a flujos (MHC23, MHC26, MPN12, MPN13) y a oleadas (MPN2, MPN3, MPN14, MPN15, MPN16, MC19, MC21, MC22, MCH27), sugeriendo que el término no lineal de esa ecuación varía pero ordenadamente con el tamaño (Fig. A-38) Esta es una situación que recuerda la propuesta empírica de Visher et al. (1969) de graficar el acumulado de la frecuencia, al encontrar que la curva sigmoide (supone que la muestra es una gaussiana) es la que mejor permite discriminar las relaciones lineales.

Visher et al. (1969) atribuyen las desviaciones de los valores de campo a efectos del ambiente en que se da la deposición, lo que parece no es compartido por todos. Walton et al. (1980), después de simulaciones con distribuciones gaussianas concluye que curvas con *tres segmentos comúnmente asociadas a combinaciones de poblaciones de suspensión, saltación y tracción no son necesariamente consistentes con estos tres modos de transporte*. Por su parte Shea (1974) utilizó más de 11 000 análisis por tamaño de muy diversos ambientes de deposición encontrando que las rectas se quiebran alrededor de -4ϕ (16 mm), 0ϕ (1 mm) y 3ϕ (0.125 mm), sugiriendo que *“esos puntos, al igual que las pendientes de los segmentos de rectas están controlados más por la distribución en tamaño del material parental y por la manera con que el material responde a los procesos de desgaste a largo plazo que a puramente al mecanismo de deposición”*.

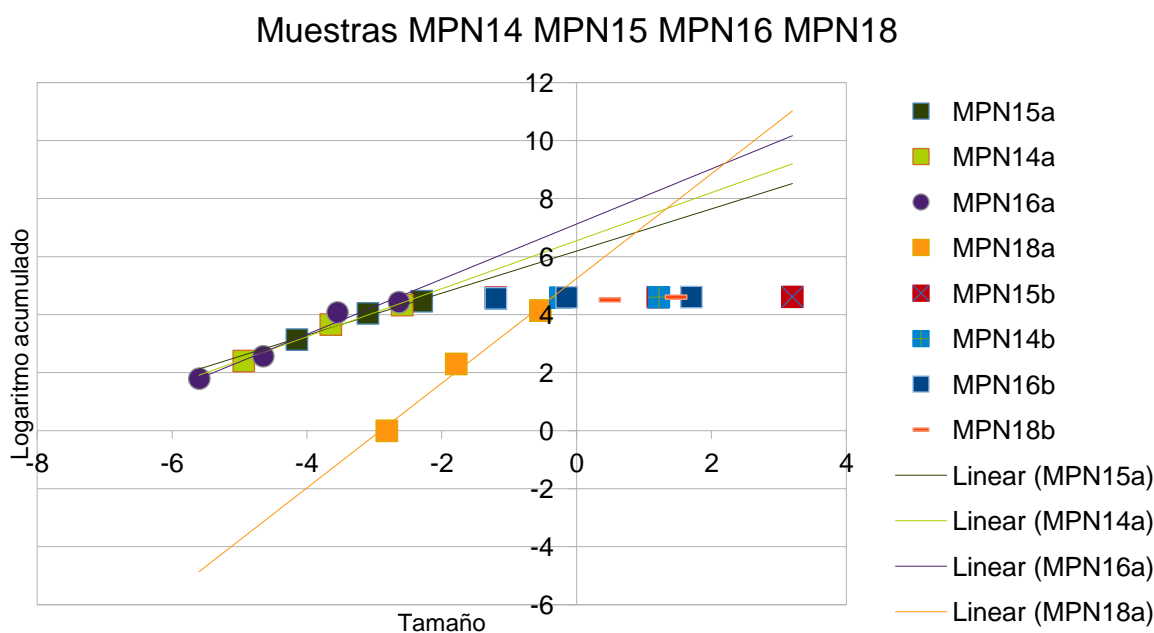


Fig. A-38: Ejemplo de la transformación de las curvas en unas rectas presentamos los casos de las oleadas MPN14, MPN15 y MPN16, cuyas curvas sobrepuestas se transformaron en rectas sobrepuestas.

En este trabajo se procedió de manera diferente: primero se deconvolucionó la granulometría y luego se calcularon los acumulados a partir de las distribuciones de Weibull resultantes, encontrándose que cada sección curva se transforma en una recta si se utiliza el logaritmo del acumulado de frecuencia, en lugar del logaritmo de la frecuencia.

Así, por ejemplo, a partir de las 3 distribuciones con modas -4 phi, -3 phi y -1.5 phi de la muestra MC30 (sección curva figura A-26) se puede definir una nueva distribución de Weibull con moda -2.55 phi y una dispersión de -0.88 ($R^2 = 0.999$). La existencia de esta nueva distribución de Weibull de un nivel jerárquicamente superior es solo otra muestra del carácter fractal en que se basó esta investigación

Para las muestras asociadas a caída (capa ET3) es posible definir una distribución Weibull para los gruesos de la MPN2 y MPN3 (Fig. A-23), que resultan bastante similares: modas -1.8 y -1.9; dispersiones de -0.65 y -0.78; y $R^2 = 0.954$ y 0.99 , respectivamente, valores concordantes con la caracterización caída escoriácea estromboliana.

Considerando las modas y pesos relativos de las subpoblaciones de la MPN14 (Fig. A-36) como una nueva granulometría, resulta posible demostrar otra distribución de Weibull con moda -2.4, dispersión -0.9 y un $R^2 = 0.967$. Lo mismo puede hacerse con la MPN15 que genera otra distribución de Weibull con moda -2.9, dispersión -0.87 y $R^2 = 0.9553$. De la misma manera, a partir del logaritmo de los pesos relativos y el tamaño de las distribuciones de Weibull de la MPN16 se puede generar otra distribución de Weibull con moda -2.7, dispersión -0.77 y $R^2 = 0.853$. Debido a ello, estas tres muestras se pueden considerar como unimodales, un concepto que retomaremos más adelante, retomando las ideas de Costa et al. (2016). Las 3 nuevas dispersiones se pueden asociar fragmentaciones primarias anti-persistentes.

Nótese que para la muestra MC21 (Fig. A-31) también es posible trazar una recta en el rango -2 phi a 1 phi. Las relaciones lineales de los finos y las curvas asociadas a los gruesos de las 3 muestras invitan a considerar que los gruesos se desplazan en un gas de finos producidos por su propia fragmentación. Que las 3 curvas tengan una moda casi igual sugiere que esas 3 distribuciones de Weibull reflejan la realidad. Los parámetros que se deducen son para la muestra MC19: una moda de -3,4 phi, una dispersión de -0.675 con $R^2 = 0.999$; la muestra MC21: una moda de -3.15 phi, una dispersión de -0.93 con $R^2 = 0.919$; la muestra MC22: una moda de -3.15 phi, una dispersión de -0.67 con $R^2 = 0.907$.

La muestra MPN13 (Fig. A-32) asociada a flujos piroclásticos también presenta una recta con pendiente positiva en los gruesos, lo que sugirió explorar si toda la muestra debería considerarse como una sola Weibull, de moda -0.7 phi, dispersión -0.61 con un $R^2 = 0.916$.

Similarmente, la muestra MT33 (Figura A-34) de retrabajo sugiere una única Weibull, con moda -0.2, dispersión -0.8 con $R^2 = 0.952$.

Estos resultados sugieren una explicación alternativa para la muestra MC30 (Figura A-26), también asociada a oleada. Quizá los 3 puntos en el rango de -4 phi a -2 phi son la parte superior de una Weibull centrada alrededor de -3 phi, y el dato de -5 phi es parte de una segunda Weibull. El límite superior de -5 phi es artificial (quedó definido por la facilidad con

que se puede recolectar la muestra), y no implica que los clastos de ese tamaño y superior no intervinieran en el proceso total de fragmentación.

La aparición sistemática de una sección curva en una porción de un gráfico de logaritmo de frecuencia en función del tamaño, independientemente de la capa estratigráfica sugiere que es un carácter distintivo de que la muestra (o parte de ella) se desplazó como oleada o como flujo. En el cuadro A-6 se resume el rango (más o menos constante) de tamaño cubierto por la curva, lo que apunta a un equilibrio dinámico entre las distribuciones de Weibull que conforman la muestra.

Cuadro A-6: Para cada una de las muestras indicadas, se encuentra que se puede definir una curva desde una moda (en unidades phi) hasta otra moda (unidades phi), a partir de la cual se continúa con una relación lineal según se pudo comprobar en la figura correspondiente.

Muestra	Desde	Hasta	Figura	Observaciones
MC32	-5	-3	34	Oleada capa ET4
MC30	-4	-2	35	Caída capa ET4
MPN14	-6	0	37	Oleada 1968
MPN15	-6	0	37	Oleada 1968
MPN16	-6	0	37	Oleada 1968
MC19	-5	-2	39	Oleada 1968
MC21	-4	-2	39	Oleada 1968
MC22	-5	-1	39	Oleada 1968
MHC27	-4	-2	40	Oleada húmeda 2000
MPN13	-5	-3	41	Flujo de bombas 1993
MHC23	-6	-3	42	Flujo escoriáceo capa ET3
MHC26	-6	-3	42	Flujo y caída 2000
MT34	-5	-3	43	Retrabajo

La propuesta acá presentada concuerda plenamente con las conclusiones de Pepe et al. (2008, p. 288) después de haber analizado la distribución por tamaño de 18 muestras de pómez blanco y gris del Vesubio en un rango de 32 mm a 850 μm y a diversas alturas estratigrafías: *“La aparentemente caótica distribución de las partículas en los depósitos de caída ocultan una complejidad auto-organizada que es revelada al incluir la distribución fractal”*. Concuerda también con la propuesta de Liu et al. (2017, p. 68): *“Una comprensión más completa de qué controla la fragmentación hidromagmática requiere comparar los productos de erupciones hidromagmáticas y magmáticas para identificar no solo sus diferencias sino también las características comunes”*

Aplicación a la gestión de riesgo.

Desde finales del siglo pasado se ha mostrado que los procesos de fragmentación pueden ser aproximados a mecanismos jerárquicos que se propaga de gran hasta pequeña escala, asociado al desarrollo de una red fractal de fracturas (Mandelbrott, 1982; Turcotte, 1986, 1992; Korvin, 1992). En todo análisis granulométrico del cual se pretenda obtener aspectos que puedan asociarse con la peligrosidad volcánica, debe tenerse presente que la distribución de los sitios donde se recolectaron muestras podrá tener un efecto significativo en los resultados finales, dada la carencia de muestras proximales o distales debido a erosión, removilización, inaccesibilidad a causa de vegetación, urbanización o bien la presencia de lagos u océanos puede originar una sub o sobre estimación de los finos (Bonadonna y Houghton, 2005; Bonadonna et al. 2015b)). En el caso del Arenal unos 5.6 km² de los depósitos de tefra están ahora cubiertos por los recientes campos de coladas de lava en bloques, por los flujos piroclásticos de 1975 y 1993, por depósitos epiclásticos, o bien han sido parcial o totalmente erosionados (Alvarado et al., 2006), *forzando a revisar muy meticulosamente documentos y fotografías de la zona afectada* para obtener información.

En el presente trabajo se mostró como a un grupo consecutivo de distribuciones de Weibull, producto de la deconvolución de la granulometría de una muestra, se le puede asimilar una TGSD unimodal, que hereda características de las subpoblaciones originales, que puede obtenerse con muy poco presupuesto y equipo. Costa et al. (2016) proponen esa misma asimilación, pero por medio de un ajuste matemático a la granulometría.

Los modelos numéricos pueden ser usados para valorar la representatividad de los datos (Tsunematsu y Bonadonna, 2015). Pueden también servir para estimar el centro de masa de la clase de partículas de tamaño ϕ que dejan la columna eruptiva, pues su altura varía y es afectada por los diversos niveles de vientos (Macedonio et al., 2008).

Lo propuesto en este trabajo requiere la existencia de un proceso autoregulado, que se evidencia en la sobreposición de las distribuciones de Weibull de una muestra en particular. Ya en Brenes (2013) esta idea se incluyó al definir que, en caso de duda, un coeficiente de fragmentación se debe asignar a la subpoblación que maximice su R^2 asociada.

Hay evidencia de que la frontera entre depósitos magmáticos y freatomagmáticos no es tan clara como se creía y que pueden ocurrir durante un mismo proceso eruptivo (Cioni et al. 1992; Gaettinger et al. 2013; Murtagh y White 2013; Liu et al. 2015; White y Valentine 2016), por lo que el procedimiento aquí propuesto puede extrapolarse a más casos.

Se propone que la metodología aquí propuesta es reflejo de los resultados experimentales reportados en Roche et al. (2005). Ellos generaron flujos granulares con partículas de dos tamaños diferentes (mayores y menores a 0.1 mm) que fueron liberados instantáneamente en un canal horizontal, similarmente a lo que sucedió en el Arenal. Reportan que la fluidización inicial destruyó la fricción debida al contacto entre partículas, por lo que el comportamiento del flujo depende de la escala de tiempo requerida para reestablecer los fuertes contactos que causan la fricción. La segregación solo se da cuando la proporción de tamaño sea muy grande, debido al tamizado dinámico de los finos concentrados en la base. Si el porcentaje de finos en la mezcla es grande, los gruesos son

transportados pasivamente. Estos flujos, altamente móviles, pueden desplazarse distancias del orden de 1 hasta 100 km, por lo que representan un riesgo mayor.

La fragmentación magmática convierte la energía almacenada en los volátiles comprimidos en energía cinética y energía superficial de las fracturas en fundido magmático. (Grady,1982). Por ello la distribución por tamaño de los fragmentos debe reflejar la explosividad de la erupción, de manera que la dimensión fractal de la distribución por tamaño aumenta conforme aumenta la energía potencial por fragmentación (Kueppers et al.2006). Las texturas descritas en proveen un marco para cuantificar la distribución por tamaño de los productos de la fragmentación primaria., y podrían ser usados para obtener la energía potencial de la fragmentación (Yew and Taylor, 1994; Kolzenburg et al., 2013). En este trabajo concordamos con Giachetti et al. (2021) en que los análisis por tamaño y textura de los piroclastos finales se refieren a procesos post- y no pre-eruptivo. Por ello, los resultados que se han deducido sobre la dimensión fractal en este trabajo apuntan a que se puedan utilizar para calcular la energía eruptiva.

Aunque similar a las distribuciones unimodales que se analizan en Costa et al. (2016), la nueva distribución Weibull tiene un significado muy diferente, como consecuencia del carácter fractal del proceso, que lo vuelve invariante de escala. Así, por ejemplo, la nueva distribución con moda de -2.4ϕ y dispersión -0.9 de la MPN14 se considerará como una de las distribuciones generadas, a un cierto nivel, por el proceso eruptivo completo. En principio nuevas distribuciones se podrían detectar si la granulometría se efectuara con una mucho menor resolución (por ejemplo 0.1ϕ), siempre y cuando el carácter fractal sea físicamente viable a esa resolución. En resumen, la suma de granulometrías que se propone en Costa et al. (2016) para encontrar la TGSD se transforma en un proceso con reglas definidas naturalmente.

Los dos mecanismos diferentes presentes en los procesos de caída (Fig. A-35 y Cuadro A-5) permite singularizar muestras. Por ejemplo, las muestras MC37 y MoS44 (caída ET2) y MPN5 (caída ET4) se ha podido asociar a una descompresión súbita, lo que sugiere que es material que estaba muy cerca del punto de salida de la fuente. Por tanto, se podrían pautar estudios geoquímicos, reológicos, entre otros, que revelarían las condiciones del magma casi sin haberse afectado por colisiones, mejorando el conocimiento del magma que eventualmente generó una erupción.

Otra posible ruta de investigación la constituye la relación de la dimensión fractal con la densidad de energía. Como una primera aproximación usaremos las curvas relativas al vidrio, que se presentan en la figura A-39, tomada de Kolzenburg et al. (2013)

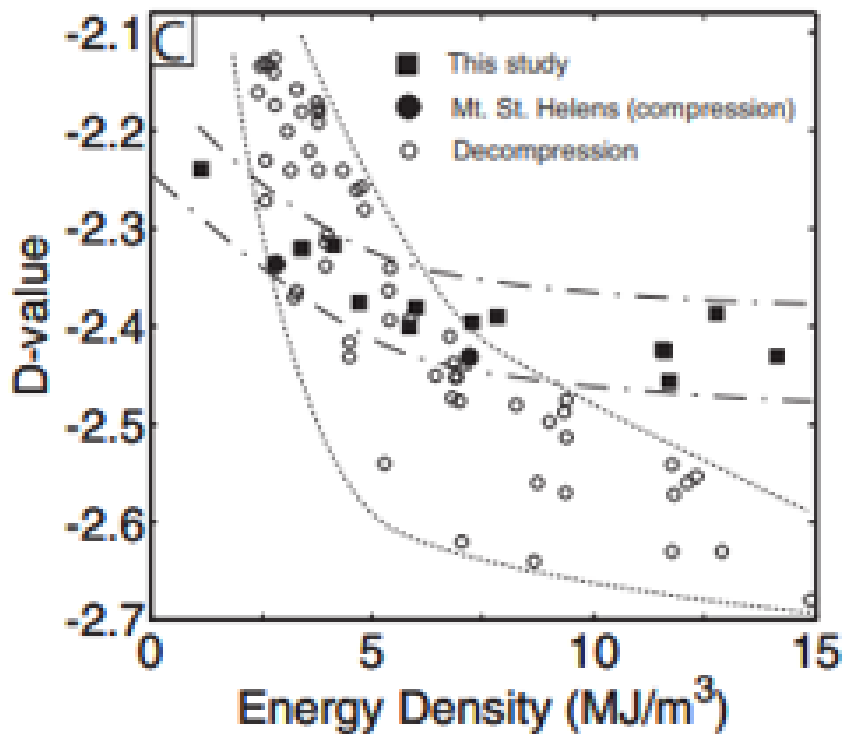
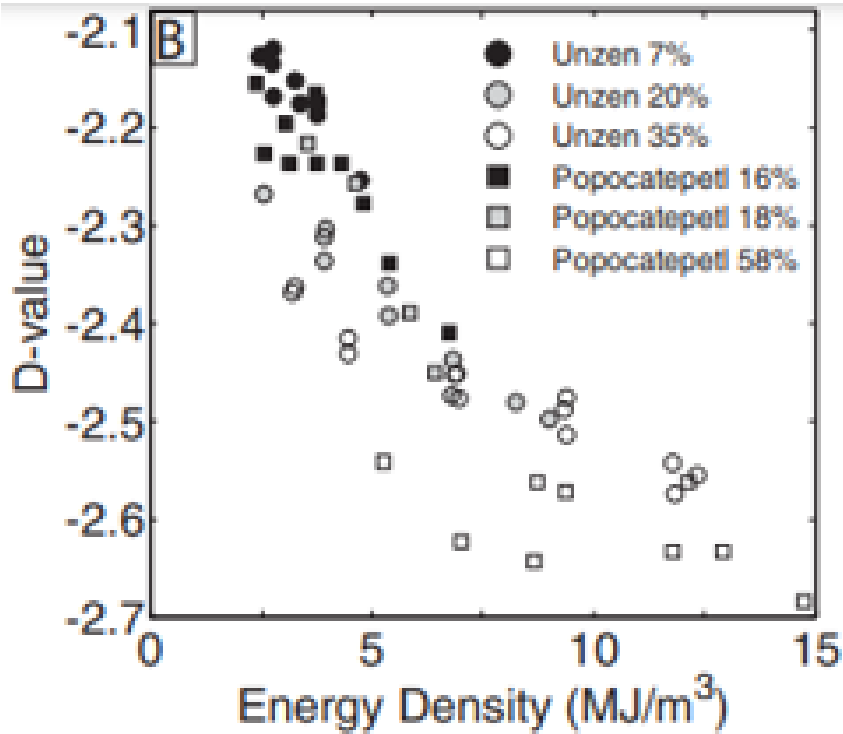


Fig. A-39: Usando de proxy el vidrio presente en el magma, es posible tener una idea de la densidad de energía en una erupción a partir de la dimensión fractal asociada al vidrio.

El rango de dimensiones fractales (Kueppers et al., 2006) es de 2.370 a 2.553 equivale a dispersiones de la distribución de Weibull entre -0.790 y -0.851. Usando el diagrama de dimensión fractal en función de la porosidad (Kueppers et al., 2006) (Figura A-40), suponiendo que es aplicable al volcán Arenal, y que para las caídas se debe usar la dimensión B +G (por ser los clastos más grandes, y por ende más representativos) se obtiene una porosidad del orden de 35 %. En la Fig. A-40 también se observa que a partir de la dimensión 2.45 los datos para una porosidad de 20.5 % se alejan de esa recta, y se acercan a la recta de la porosidad de 35.5 % lo que fuertemente sugiere que se alcanzó el caso Apollonio ($D= 2.45$; Blower et al. 2001). La densidad acumulada de vesículas define una ley de potencia, una distribución que se genera muy corrientemente en las erupciones volcánicas, y que se vuelve exponencial para vesículas pequeñas de alrededor 100 μm o menos (Blower et al., 2002). Un crecimiento de vesículas muy efectivo causaría una restricción en espacio para el crecimiento de las nuevas reduciendo la tasa de descompresión, una menos pronunciada supersaturación del magma que restringiría también la nucleación (Gardner et al., 1999). Según se presentó en la Figura A-35, las dispersiones fractales asociadas al conjunto B de caída oscilan entre -0.65 y -0.8, equivalentes a $D = 1.95$ a $D= 2.4$, básicamente el mismo rango de dimensiones fractales en la figura A-39, sugiriendo que se produjeron con densidades de energía desde 1 a 5 MJ/m^3 . En la imagen C se nota que, bajo compresión, la dimensión fractal es asintótica a $D= 2.4$ tal y como se obtuvo de los resultados obtenidos para el conjunto B +G en la figura A-35. Concuere igualmente con la presencia de 3 muestras de caída con dimensiones entre -1 y -0.9 asociadas a descompresión súbita (lo que requiere primero estar presionada). De esta manera la gestión de riesgo se enriquece al poder asociar una densidad de energía más definida a cada una de las muestras del cuadro A-5 según la dispersión B +G correspondiente.

En modelos numéricos que suponen eventos en que hay una coalescencia binaria de vesículas, se determinó una dimensión crítica de $D > 3$ para distribuciones de potencia en que la coalescencia es importante (Gaonac'h et al., 1996). Por lo anterior, dimensiones fractales de $D= 2.7$ y $D= 2.8$ (dispersiones menores a -0,9, Cuadro A-5) corresponderían a eventos en que la tasa de masa eruptada aumenta debido a aumentos de la velocidad de ascenso, dando lugar a mayores tasas de descompresión (Urbanski, 2003), tal y como se dedujo en este trabajo.

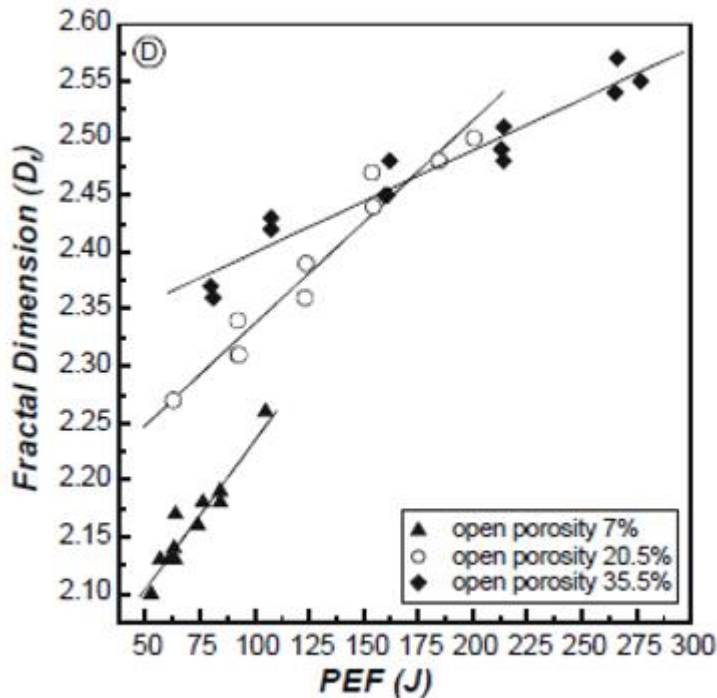


Fig. A-40. Relación de la dimensión fractal con la porosidad del clasto.

Definición de un nuevo conjunto de variables

La unidad phi para el tamaño [$\phi = -\text{Log}_2 (d/d_1)$] surgió de la necesidad de simplificar el análisis de una gaussiana (escogida por la percepción que los humanos tenemos del proceso eruptivo como un proceso eminentemente caótico) utilizando papel diseñado al efecto, el único recurso disponible en ese momento. La escogencia de un tamaño de 1mm se debió a que la definición del metro se hizo considerando las necesidades y el planeta en que vivimos, que no necesariamente debe ser la escala que Naturaleza adopte.

Los resultados aquí mostrados, obtenidos a partir de las distribuciones de Weibull resultantes de la deconvolución de la granulometría inicial, sugieren fuertemente que más que la escal phi la unidad natural son las distribuciones de Weibull obtenidas a partir de la deconvolución, definidas por la moda, dispersión, y que son ellas las que contienen la información necesaria para adquirir el carácter fractal.

¿Qué ventajas se tiene con esta nueva perspectiva?

Para obtener la información de máxima calidad de una granulometría se deben seguir una secuencia de operaciones que permitan aceptar o rechazar una proposición científica, lo que se conoce como operacionalismo. En el campo de la vulcanología los estudios de campo son limitados, tanto en el espacio como el tiempo, y son llevados a cabo en condiciones de relativa calma que siguen a los eventos dinámicos. La reconstrucción de todo un sistema dinámico se lleva a cabo entonces basados en mapeos tanto a pequeña como gran escala que se puedan conseguir bajos estas condiciones.

Un primer paso para establecer ese operacionalismo consiste en definir la distribución natural de probabilidad, lo que se puede llevar a cabo inductivamente midiendo la distribución completa o una muestra de ella y, luego, obtener la curva haciendo una escogencia idónea (con mínimos cuadrados, por ejemplo), o bien deductivamente, donde se hipotetiza que se debe cumplir una cierta distribución, y luego comprobándolo experimentalmente. En el presente trabajo se adoptó la distribución de Rosin-Rammler (o sea la distribución de Weibull como es ahora conocida) ya que teóricamente se deduce de un principio muy general: la conservación de la masa (Brown, 1983; Brown y Wohletz, 1995; Wohletz et al. ,1989) y del carácter fractal asociado al proceso de fragmentación. Se ofrecen como pruebas: a) el poder deconvolucionar las 34 muestras usando la distribución de Weibull con un coeficiente R^2 de 0.92 o mayor, b) la posibilidad de establecer más de 50 relaciones lineales (con un R^2 en su mayoría superiores a 0.9) predichas a partir de las correspondientes distribuciones de Weibull.

Desde los inicios del siglo XX estuvo claro que el tamaño del grano y su distribución por frecuencia en una escala logarítmica contenía una valiosa información acerca del proceso de deposición (por ejemplo, Wentworth, 1922, 1929; Krumbein y Pettijohn,1938) considerándose que la deposición en ambientes diferentes originaría diferentes distribuciones de tamaño de las partículas. Como extensión aparece el concepto de selección por tamaño, considerando que diferentes fluidos (aire, agua, hielo) tiene diferentes capacidades de transportar partículas de diversos tamaños.

A mediados de siglo se proponen los parámetros gráficos de Folk y Ward (1957), para calcular los 4 primeros momentos: moda, varianza o desviación estándar, *skewness* (como una medida de la asimetría), y *kurtosis* (una medida de que tan picuda es la distribución), a pesar de que la ecuación de una gaussiana solo requiere conocer la moda y la varianza.

Como consecuencia de estos considerandos se propone la adopción de la distribución de Weibull para los casos de fragmentación, lo que implica dejar de ver como natural la distribución normal e incorporar el concepto de fractal, volviendo más realista el análisis de las granulometrías.

A una menor resolución, el conjunto de los eventos eruptivos variantes se convierte en ruido de fondo en el patrón dinámico, tal y como está implícito en la aproximación lineal aquí propuesta, que supone un grupo de subpoblaciones con los mismos pesos relativos, pero evaluadas todas con la misma dispersión. A muy alta resolución, una muestra revela importante información sobre el evento eruptivo que la originó, como se ejemplificó con el análisis aquí presentado.

Idealmente, toda clasificación debe ser comprensiva, científicamente robusta, fácil de usar y evitar terminología no clara, de esta manera se puede estandarizar el reporte de los resultados y promover una comunicación efectiva. El modelo fractal que aquí se ha presentado se basa en la derivación de la distribución de Weibull a partir de la conservación de la masa, un concepto con sólida base física.

Además, la segregación de las distribuciones de Weibull usando de filtro los conjuntos persistentes (caso en que $-0.5 < \text{dispersión} < 0$) y de anti-persistencia (caso en que $-1 < \text{dispersión} < -0.5$) fue corroborado empíricamente con las 34 muestras analizadas. Por ende, el modelo aquí propuesto cumple con ser comprensivo, científicamente robusto y ser fácil de usar.

Conclusiones

Un total de 34 muestras asociadas a 4 capas diferentes (ET1, ET2, ET3 y ET4) y a diversos procesos de transporte (caída, oleada, flujo piroclástico) fueron exhaustivamente deconvolucionadas en términos de distribuciones de Weibull con ayuda de una plantilla EXCEL diseñada al efecto, pudiéndose establecer una base de datos de 220 pares de parámetros (moda y dispersión) además de la frecuencia relativa que cada distribución representa en la muestra. La concordancia entre la envolvente sintetizada a partir de los parámetros deducidos manualmente y la granulometría obtenida en campo fue excelente, con R^2 variando entre 0.92 y 0.98. A partir de esa base se obtuvo una serie de resultados, a saber, donde la base física de la distribución de Weibull *permite una mejor interpretación de la distribución por tamaño de los clastos volcánicos, especialmente en lo que se refiere a los procesos de génesis y transporte* (Wohletz et al., 1989)

Al reducirse granulometrías con posiblemente hasta unos 20 rectángulos (en el rango de -6ϕ a $+4 \phi$) a solo 5 a 9 distribuciones de Weibull facilita el estudio de los diversos procesos involucrados en la erupción. Un problema importante en la investigación experimental es el de escalamiento, o sea la transformación de los resultados experimentales a los procesos originales o sea las explosiones volcánicas (Zimanowsky, 1998). Los fragmentos producidos por erosión, explosiones e impactos usualmente satisfacen una distribución fractal en un amplio rango de escalas. Un comportamiento fractal implica invariancia de escala, y el análisis por grupos de renormalización usualmente se aplica a procesos invariantes de escala. (Turcotte, 1986). La invariancia a escala de los fractales permite superar los problemas de escalamiento relacionados con el comportamiento del magma e incluso complejidades reológicas y/o térmicas de sistemas multi-componente y multi-fase pueden con este concepto ser analizados. El lector que quiera profundizar puede consultar el libro *Fractals and chaos in geology and geophysics* de D. Turcotte (1997).

El gráfico del porcentaje relativo de cada subpoblación en función de la moda, incluyendo todas las muestras, evidenció que la frecuencia de los gruesos (rango de -6ϕ a 0ϕ) aumenta conforme la moda se acerca a 0ϕ , lo que sugiere que los eventos fueron explosivos, pues que es más probable que un clasto grueso se fragmente. Por el contrario, para los finos (rango 0ϕ a $+3 \phi$) la frecuencia disminuye (a un ritmo diferente) conforme la moda se aleja de 0ϕ , que sugiere que entre más fino el clasto más probable fue que fuera transportado a mayores distancias por suspensión.

Según Wilson (1972) *el tiempo de caída para una partícula de 10 cm de radio será levemente afectado por el viento. El tiempo de vuelo de una partícula de radio 0,01 cm puede, sin embargo, ser substancialmente afectado. Este efecto se debe de tener en mente cuando se aplique el tiempo de vuelo a problemas reales.* Y más adelante añaden:

Si los clastos son llevados hacia arriba por la erupción de la columna por un tiempo apreciable, no es apropiado pensar en que las partículas fueron eyectadas desde el cráter.

Un gráfico de coeficiente de fragmentación en función del tamaño de todas las distribuciones de Weibull evidenció la presencia de una relación lineal, con R^2 mayor a 0.9 cuando las distribuciones son agrupadas, según el rango de las dispersiones involucradas: dispersiones entre -0.5 a 0 (asociada a fragmentación primaria persistente), entre 0 a +0.5 (asociada a fragmentación secundaria persistente) y entre +0.5 a +1 (asociada a fragmentación secundaria anti-persistente), según el modelo fractal propuesto en Brenes (2013) y Brenes y Alvarado (2013).

La conceptualización de una muestra como la suma de varias distribuciones de Weibull llevó de manera natural a considerar que el proceso eruptivo queda definido por la superposición de esas distribuciones, lo que implica un mecanismo autoregulado.

Al reescribir la expresión matemática asociada a una distribución de Weibull (Wohletz et al., 1989), como una relación entre el logaritmo natural de la frecuencia en función de la variable phi. (ecuación 3, en este informe) permitió evidenciar varios procesos.

Así, esta nueva perspectiva permitió discriminar las muestras asociadas a caída en dos sub-conjuntos (Fig. A-35): uno que involucra las muestras MPN5, MoS44 y MC39 con dispersiones entre -1 y -0.9, y las muestras MC32, MH10, MPN6, MC36, MC38, MoS43 y MoS45 con dispersiones entre -0.89 y -0.8.

Según Jones et al. (2016) las dispersiones del primer grupo están asociadas a descompresiones súbitas, en tanto que las del segundo grupo lo están a colisiones repetidas. Se muestra, así como es posible distinguir dos procesos genéticos con ayuda de la dimensión fractal.

Los gráficos de muestras asociadas a oleadas y flujos piroclásticos sistemáticamente presentaron secciones curvas en ese mismo rango de tamaño lo que permite diferenciarlos del proceso de caída. Un gráfico del logaritmo natural del acumulado de la frecuencia en función del tamaño transforma la curva en una relación lineal.

En todos aquellos casos en que dos o más distribuciones Weibull consecutivas definían una relación lineal fue posible identificar una nueva distribución de Weibull de un orden jerárquicamente superior con su propia dispersión, lo que permite dar sentido físico a las distribuciones unimodales y bimodales que Costa et al. (2016) analizan por medio de un ajuste matemático.

Con ayuda de los resultados presentados en Kolzenburg et al. (2013) las dimensiones fractales deducidas a partir de la deconvolución manual descrita en este informe es posible asociar densidades de energía (relacionadas con la explosividad de la erupción), asociando así las distribuciones de Weibull a la gestión de riesgo.

ANEXO B:

REFLEXIONES SOBRE LA CAÍDA BALÍSTICA

José Brenes-André

LA CAÍDA BALÍSTICA

Además del lanzamiento de tefra y la producción de flujos piroclastos, las erupciones iniciales del volcán Arenal (29 Julio, 1968), incluyeron balísticos que a pesar de su gran tamaño y la gran distancia que alcanzaron han sido poco estudiados, aunque constituyeron trabajos seminales y clásicos, de referencia dentro de la Vulcanología Física (particularmente los trabajos de Melson y Sáenz, 1972 y Fudali y Melson, 1972), no solo por sus estudios, sino por el hecho de haber producido un paisaje lunar excepcional para la época, más teniendo presente que un año después los seres humanos alunizaron.

Desgraciadamente, muchos de los balísticos (bombas y bloques) se fragmentaron al caer impidiendo conocer su tamaño real; otros quedaron enterrados. Años después muchos de los cráteres de impacto fueron cubiertos por coladas de lava, flujos piroclásticos y afectados por la erosión, sedimentación y cobertura vegetal.

En este apéndice se presentarán algunas reflexiones basadas en el conocido artículo de Fudali y Melson (1972) en que se informa de balísticos que alcanzaron puntos a 5.5 km de la fuente (cráter A), con una velocidad mínima propuesta de 600 m s^{-1} . Melson y Saénz (1973) proponen esa misma velocidad como la máxima. Además, se realizan recálculos de un conjunto 20 balísticos de los reportados en el Informe de la CNE (Soto, 2004), efectuados ahora con el software BALISTICA (Nuñez-Corrales y Brenes-André, 2023), así como un breve análisis de tales resultados al final.

Antecedentes

Alvarado et al. (2006) indican que tanto las unidades de lapilli (LU) como las unidades dobles de ceniza y lapilli (DAU) están correlacionadas con las erupciones más grandes del 29 julio de 1968. Estos sustratos de grano grueso fueron depositados en rápida sucesión por un complejo proceso de transporte que involucró caída eólica, balísticos con fuertes trayectorias y una oleada caliente o *blast* ($\sim 400 \text{ }^\circ\text{C}$). Tanto los balísticos como los clastos de grano grueso cubrieron un sector de 85° y un radio de 5.5 km.

Los valores asociados a las velocidades iniciales de esos clastos varían de un rango de $220\text{--}250 \text{ m s}^{-1}$ (Melson and Sáenz, 1968, 1974), o de $180\text{--}200 \text{ m s}^{-1}$ (Minakami et al., 1969), a mayores a $\sim 600 \text{ m s}^{-1}$ (Fudali y Melson, 1972), hasta llegar a $360\text{--}410 \text{ m s}^{-1}$ (Steinberg y Lorenz, 1983).

En el Informe de la CNE 2004 (Soto, 2004) se lee que los cráteres de impacto se formaron principalmente en el flanco oeste del volcán, pero también se vieron en otros

lugares, como cráteres aislados. Formaron dos grupos: unos radialmente distribuidos desde los nuevos cráteres A, B y C, que alcanzaron hasta 3.6 km de distancia; los otros, orientados por bajo ángulo, hasta 5 km del cráter A, a unos 6.4 km desde el cráter cuspidal D. El estudio de la distribución y mecánica de los impactos concluyó que fueron emitidos a muy altas velocidades. Otros cráteres de impacto relacionados con erupciones más antiguas, aunque relativamente recientes, han sido observados fuera de las áreas de bombardeo de 1968. La gran mayoría se encuentra a menos de 2.5 km del cráter D o cuspidal, sitio supuesto de emisión de tales proyectiles balísticos. Sin embargo, hacia el este, algunos llegan hasta casi 3 km y hacia el noreste hasta 3.75 km.

Fudali y Melson (1972) puntualizan que uno de los resultados de esta fase explosiva inicial fue la creación de un extenso campo de cráteres secundarios, el más grande de 30 m de diámetro, mientras que Sáenz habla de una de 25 m de diámetro por 3.5 a 4 m de profundidad. Melson y Sáenz (1968) hablan de que, en la zona más externa afectada por la erupción de 1968, algunos cráteres de impacto alcanzaron hasta 60 m de diámetro. Los balísticos estaban distribuidos asimétricamente alrededor de la fuente y cuya máxima distancia (5.5 km) en la dirección WSW. Proponen además que, del tamaño de esos cráteres, y su máxima extensión, es posible deducir la mínima velocidad de eyección. Steinberg y Lorenz (1983) cuestionan sus conclusiones indicando que debido a la limitada naturaleza de los datos experimentales y a la arbitraria escogencia de las condiciones iniciales, relativas a las explosiones volcánicas, la citada investigación contiene simplificaciones sustanciales que a menudo llevan a errores serios.

Objeciones al trabajo de Fudali y Melson (1972)

Los citados autores empiezan su argumentación recordando que el alcance de un proyectil, con una velocidad constante, en un ambiente al vacío irá aumentando conforme el ángulo sobre la horizontal aumente desde 0° hasta llegar a 45° , valor a partir del cual empezará a disminuir hasta llegar a 0 m al alcanzar 90° , concluyéndose que el alcance máximo se logra con un ángulo inicial de 45° . La prueba matemática se encuentra en cualquier texto de física elemental.

Proceden luego a incorporar la fuerza de arrastre causada por moverse el clasto en la atmósfera. Aunque no lo mencionan explícitamente, suponen un régimen Newtoniano, en que el arrastre es proporcional a la velocidad al cuadrado, modelando el clasto como una esfera de superficie lisa de radio r . Adoptan para el coeficiente de arrastre C_d un valor de 1 si la velocidad es mayor a 400 m/s, y un valor de 0.5 para velocidades menores a 200 m/s, haciendo la advertencia de que esos valores aplican incluso para esferas con superficies rugosas siempre y cuando el número de Reynolds sea mayor que 10^6 .

Sobre estas valoraciones, son varias las objeciones que se pueden hacer a este planteamiento. El coeficiente de arrastre C_d varía continuamente con la velocidad (vía el número de Reynolds) según se muestra en la Fig. B-1 tomada de Bagheri y Bonadonna (2016), para esferas lisas, por lo que adoptar un valor constante no es lo más apropiado. Si el clasto no es esférico la relación del C_d con la velocidad puede aproximarse utilizando el parámetro denominado esfericidad, tal y como se muestra en la Fig. B-2 tomada de Wadell (1934).

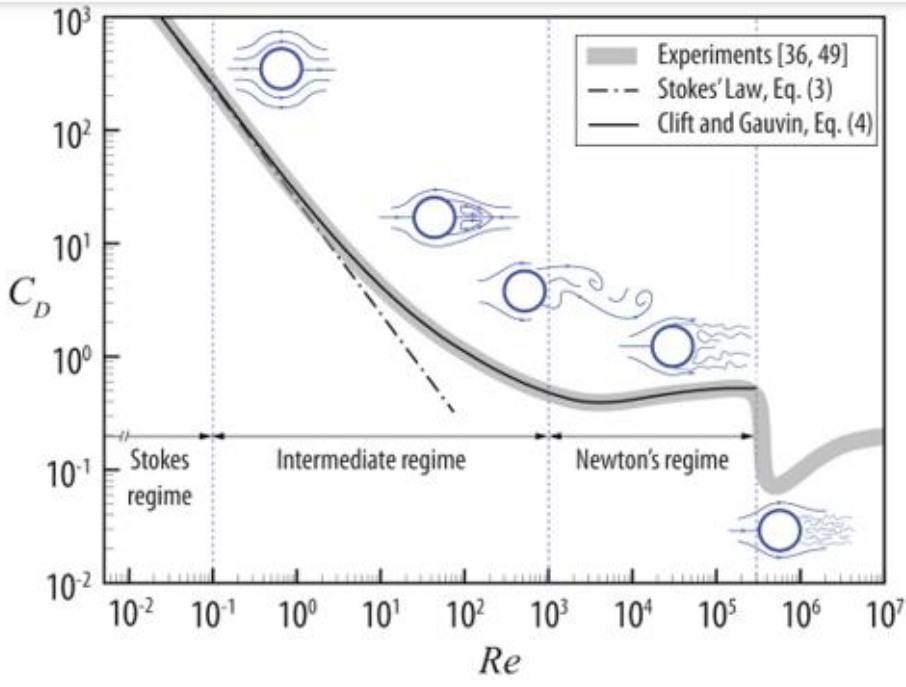
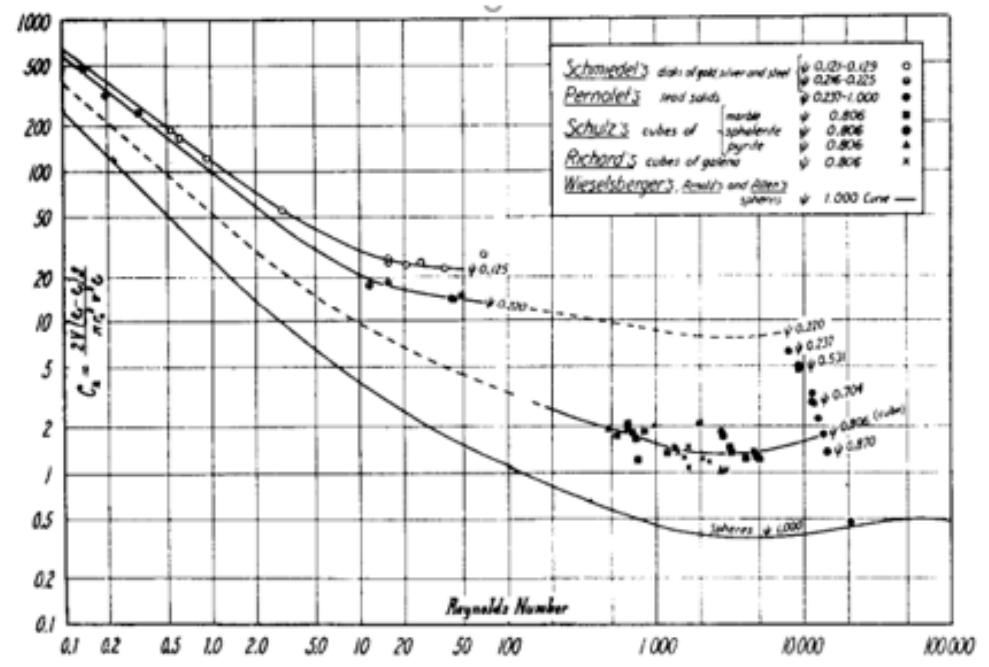


Fig. B- 1: Variación del coeficiente de arrastre en función del número de Reynolds para el caso de una esfera de superficie lisa (Bagheri y Bonadonna, 2016).



The coefficient of resistance as a function of Reynolds number for solids of different sphericity values.

Fig. B-2: Variación del coeficiente de arrastre C_d en función del número de Reynolds, según ciertos valores de esfericidad (Wadell, 1934).

Cálculos con el programa BALISTICA

Los clastos eyectados en una erupción están muy lejos de ser esféricos, razón por la cual desde el inicio del análisis hay que incluir la esfericidad. Los gráficos provistos en Wadell (1936) como una primera aproximación, evidencian que el coeficiente de arrastre varía al variar el número de Reynolds, una variación que depende también de la esfericidad (Wadell, 1934) asociada al clasto. Una de las opciones de la suite del programa BALISTICA (Nuñez-Corrales and Brenes-André, 2023) realiza estos cálculos automáticamente al incluir las relaciones de Lander y Levenspiel (1989).

Fudali y Melson (1972) proponen que clastos de diámetros menores a 10 cm son muy afectados por los vientos, por lo que no pueden ser tratados como balísticos. Como una primera aproximación, con una esfera de 1 m de radio, con una densidad de 2600 kg/m^3 se calculan los valores del Cuadro B-1.

Cuadro B-1: Primera aproximación con los valores citados en Fudali y Melson (1972).

C_d	Vel inicial ms^{-1}	Angulo sobre suelo	Alcance m	Altura máxima m
0	200	45	4090	1022
0,5	200	40	2101	572
0	400	45	16359	4090
1	400	30	2492	630

Se observa que para una velocidad de 200 m/s el alcance máximo para un $C_d = 0.5$ no se alcanza a los 45° propuestos en Fudali y Melson (1972), sino a los 40° . Similarmente, para una velocidad de 400 m/s el alcance máximo para un $C_d = 1$ no se alcanza a los 45° , sino a los 30° . Por estas razones, para el análisis de los datos del Informe de la CNE (Soto, 2004) se usará un ángulo constante de 40° . En otras palabras, se analizará, por así decirlo, un haz colimado de clastos, y no la realidad en que clastos que salgan con otros ángulos pueden alcanzar un mismo punto si salen con la velocidad apropiada. Este caso más general es ampliamente analizado en Steinberg y Lorentz (1983). Además, la rugosidad no siempre está asociada a un incremento en el arrastre, sino que puede reducirlo como en el caso de pelotas de golf, como se muestra en la Fig. B-3 tomada de Cross (2016). Este efecto no ha sido incluido en la suite BALISTICA.

En el Informe Final de la CNE (Soto, 2004) se reporta, entre otros, la geolocalización de un conjunto de balísticos eyectados en los eventos de Julio 1968, sin reportar la posición del cráter que se utilizó para calcular la distancia que se reporta. Ya que el cráter es asimétrico la estimación del centro es algo subjetivo, y además el cráter puede haber cambiado de tamaño desde el momento en que se hicieron las medidas, se prefirió deducir el valor que se utilizó para el informe. Para lograrlo se calcularon todas las distancias con una coordenada Norte y Este del cráter aproximada, que fue luego ajustada para lograr el máximo R^2 de un gráfico de la distancia calculada en función de la reportada en el Informe (Fig. B-4). Este valor fue el utilizado en el programa BALISTICA, para trabajar todo el análisis tal y como se muestra en la Fig. B-5.

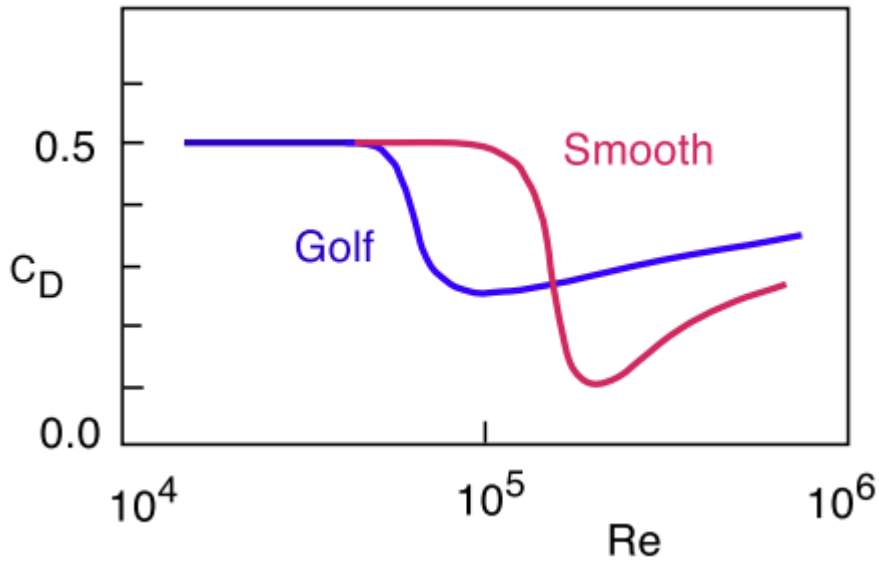


Fig. B-3: Variación del coeficiente de arrastre C_D en función del número de Reynolds. Nótese la diferencia entre una esfera lisa, y la reducción que se observa alrededor de $Re = 10^5$ para una esfera con rugosidades (caso de la pelota de golf) que lleva a reducir el arrastre en esa zona (Cross (2016)).

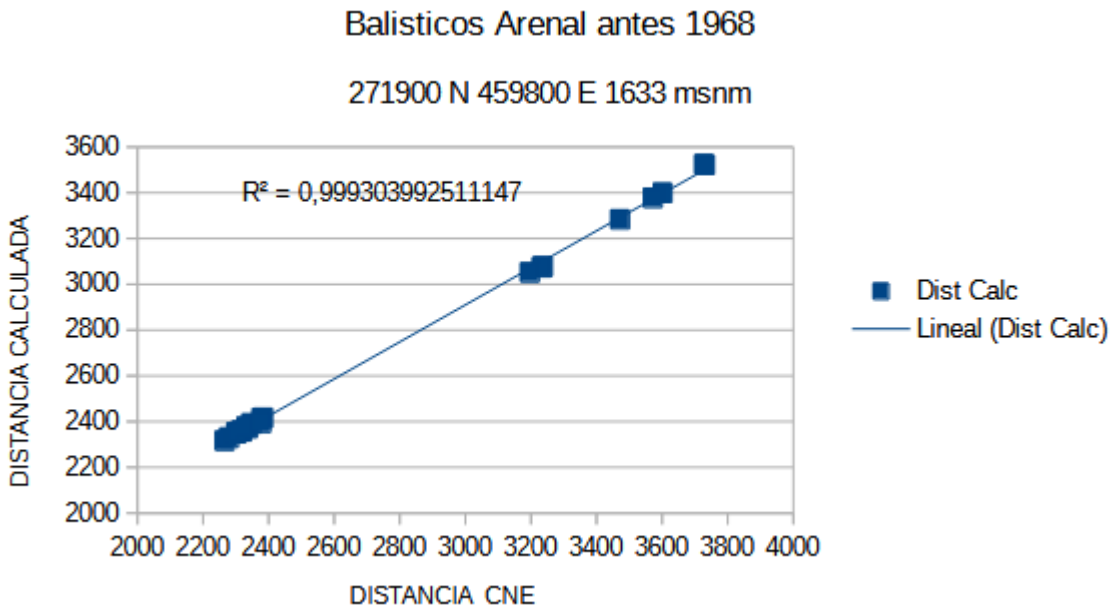


Fig. B-4: Muy alta correlación obtenida al utilizar las coordenadas 271900 N 459800 E como la posición del cráter.

Los datos aportados en Soto (2004) corresponden a otros cráteres de impacto, relacionados con erupciones al parecer más antiguas, aunque relativamente recientes, puesto que guardan un alto grado de conservación, han sido ubicados durante trabajo de campo en los alrededores del Arenal, con GPS. Según los vecinos, no tienen noticia de que tales cráteres se hubieran formado durante la erupción de 1968, y en efecto, así se nota en el mapa por fuera de las áreas de bombardeo de 1968. La gran mayoría de los 93 cráteres observados se encuentra a menos de 2.5 km de distancia del cráter D o cuspidal, supuesto sitio de emisión de los proyectiles balísticos que hayan formado tales impactos. Sin embargo, hacia el oriente, algunos llegan hasta casi 3 km y hacia el NE, hasta 3.75 km de distancia. También, algunos de estos cráteres de impacto podrían provenir el cráter E propuesto por Borgia et al. (1988).

Pese a ello, por tratarse de cráteres previos a los eventos de 1968 se escogerá una altitud de 1633 m s.n.m. como la que tenía Arenal antes de ser afectado por las erupciones del año 1968 y siguientes. Fudali y Melson (1972) proponen 1600 m s.n.m. de altitud.

En principio es posible calcular aproximadamente el tamaño del balístico a partir de las dimensiones del cráter (Housen et al., 1983, 2011). Sin embargo, por carecerse de la información necesaria se hará el análisis suponiendo que el diámetro de los balísticos corresponde al 40 % diámetro del cráter que formó. Por ende, los valores de velocidad inicial (ms^{-1}), ángulo al impactar ($^{\circ}$), el tiempo de vuelo (seg) y la velocidad de impacto (ms^{-1}) son aproximaciones. En el Cuadro B-2 se presentan los resultados obtenidos para un conjunto de los cráteres mencionados en Soto (2004). Los diferentes parámetros fueron calculados con la opción de esfericidad provista en BALISTICA, que permite el cálculo de diversas variables (Fig. B-5).

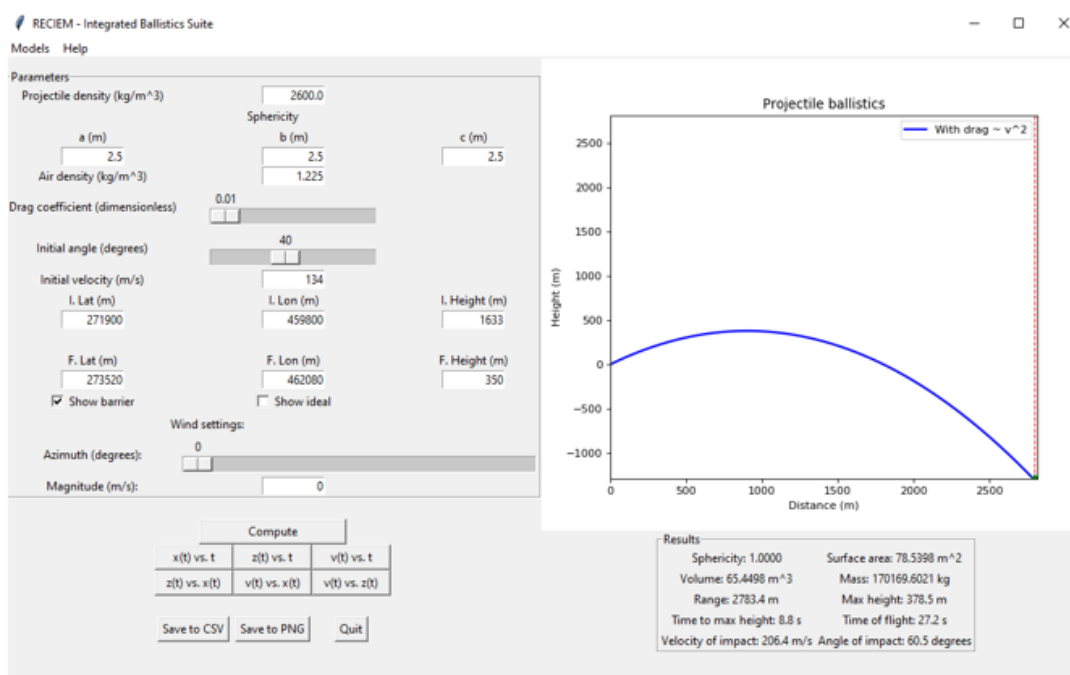


Fig. B-5: Captura de pantalla del programa BALISTICA, mostrando tanto los valores de entrada utilizados, como los resultados calculados con un C_d variable con el número de Reynolds para el caso del cráter de mayor diámetro (12.5 m).

Cuadro B-2: Las 4 primeras columnas son datos aportados en Soto (2004), y las últimas 4 son datos calculados con ayuda de BALISTICA.

Norte	Este	Altitud m s.n.m.	Diámetro cráter m	Diámetro balístico	Vel Inicial ms ⁻¹	Ang. impacto	Tiempo vuelo	Vel. impacto ms ⁻¹
273994	462321	340	10	4	150	58	29	216
274067	462257	340	4	1.6	150	59	29	215
274049	462095	340	4	1.6	146	59	29	212
273923	462175	340	4	1.6	146	59	28	211
273892	462067	340	5	2	142	60	28	210
273520	462080	350	12.5	5	134	61	27	206
273496	462093	350	7.2	2,9	134	61	27	206
273341	462164	350	10	4	134	60	27	205
271685	461808	500						
271676	461823	500	8	3.2	111	63	24	184
271718	461859	500	4.8	1,9	111	63	24	184
271729	461876	500	4	1.6	113	63	24	184
271696	461859	500	6.4	2.6	113	62	24	183
271670	461845	500	3.2	1.3	113	63	24	182
271665	461847	500	2.4	1	113	63	24	182
271663	461892	500	11.6	4.6	113	63	24	186
271668	461876	500	2.4	1	113	63	24	183
271692	461921	500	3.2	1.3	115	63	25	185
271705	461925	500	3.2	1.3	115	63	25	185
271814	461907	500	2.4	1	115	62	24	183

Análisis de los resultados

De acuerdo con el mapa (Fig. B-6) la altitud sobre el nivel del mar de las terrazas en que fueron censados los cráteres es menor cuanto más lejos estén de la fuente, por el carácter cónico del edificio volcánico. Los cráteres analizados están en un sector de unos 45° .

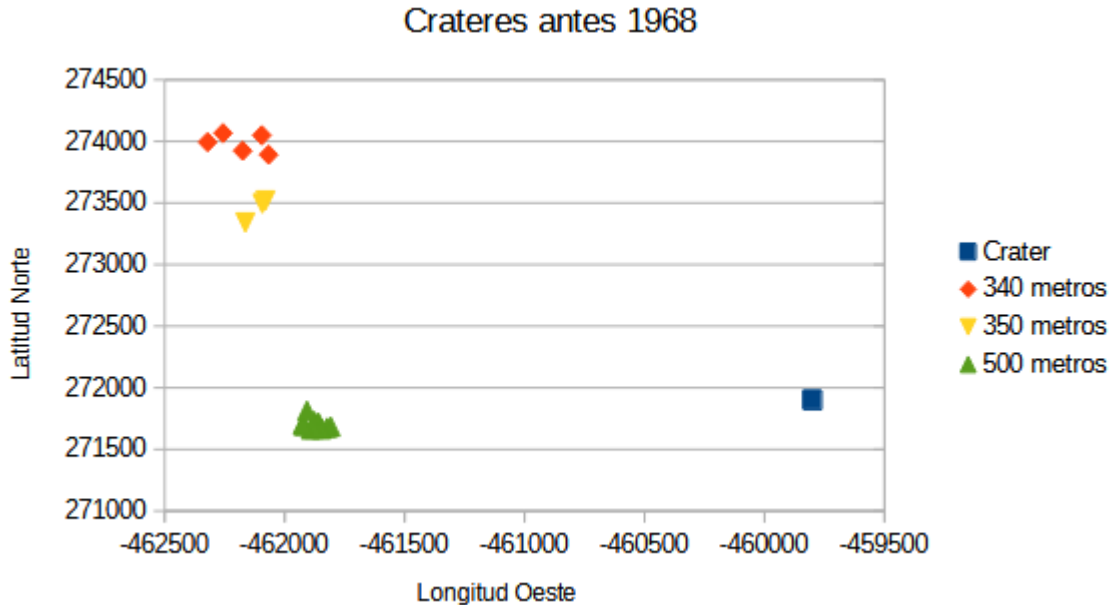


Fig. B-6: Localización de los cráteres de impacto analizados pre-1968, y su posición relativa al volcán.

En la Fig. B-7 se presentan los parámetros calculados según la distancia desde la posible fuente. Se observa la presencia de un patrón para cada uno de ellos.

La velocidad de impacto es un 50 % mayor que la de salida, debido a que, para cada clasto, la segunda mitad de su recorrido lo hace a altitudes más bajas que la de salida lo que le permite ir acelerando por gravedad hasta un punto en que podría alcanzar una velocidad constante conocida como terminal: la fuerza hacia abajo de la gravedad es exactamente cancelada por la fuerza hacia arriba debido al arrastre. Para efectos de un posible análisis de riesgo la velocidad de impacto calculada para la terraza con una altitud de 340 msnm es representativa pues la topografía no le permite bajar mucho más.

El tiempo de vuelo es del orden de 25 s, un tiempo muy corto para ponerse a salvo a no ser que existan refugios a una corta distancia. El ángulo de impacto de 60° lleva a que el impacto de un clasto en el techo sea casi perpendicular, pues se requeriría que su pendiente fuera ese ángulo para asegura que la ceniza que llegara a ese punto pueda deslizarse y no se deposite causando un peso muerto sobre él.

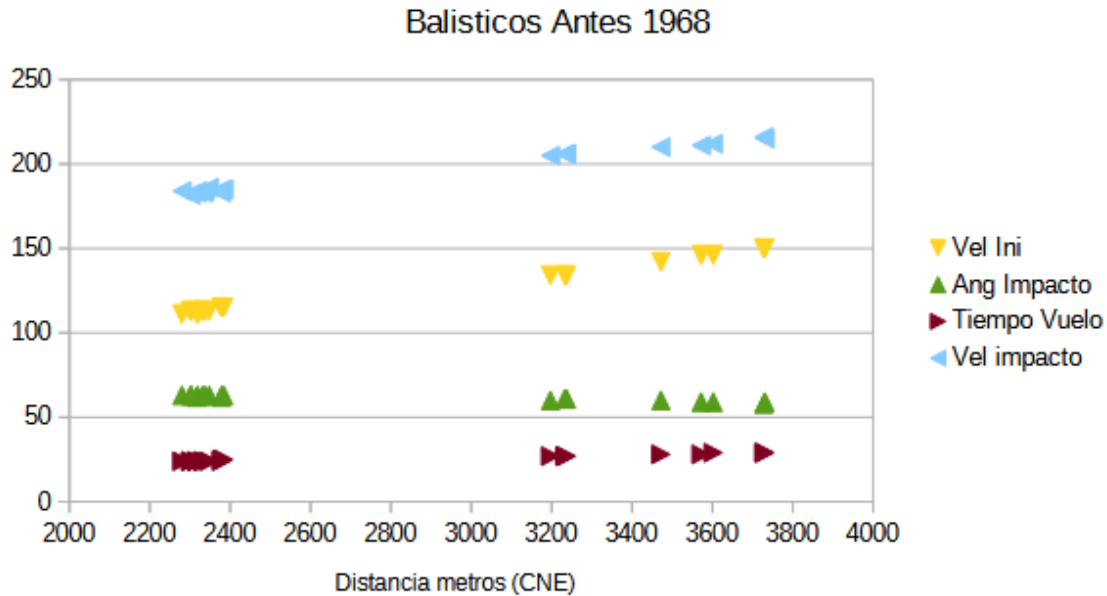


Fig. C-7. Variación con la distancia de los cráteres de impacto pre-1968 desde la posible fuente, de la velocidad inicial calculada con un ángulo de salida de 40°, del ángulo de impacto, el tiempo de vuelo y la velocidad de impacto.

Fudali y Melson (1972) reportan para clastos de 1m y 1,5 m de diámetro con alcance de 5 kilómetros velocidades iniciales de 500 ms⁻¹ y 370 ms⁻¹, y velocidades finales de 160 ms⁻¹ y 178 ms⁻¹ respectivamente. En el Cuadro B-3 se comparan esos resultados con los obtenidos en este trabajo para esas mismas condiciones.

Cuadro B-3: Comparación de los resultados obtenidos por Fudali y Melson (1972) con los del análisis aquí propuesto, en igualdad de condiciones.

Diámetro m	Fudali-Melson		Este trabajo			
	Vel. inicial	Vel. final	Vel. inicial	Vel. final	Ang. impacto	Tiempo vuelo
1	500	160	195	251	57	35
1.5	370	178	192	255	57	35

Nótese que ambos análisis muestran la misma tendencia: una disminución en la velocidad inicial y un aumento en la velocidad final al aumentar el diámetro del clasto de 1 m a 1.5 m. En números absolutos, la diferencia es enorme: una pequeña variación de 0.5 m en el diámetro implican una disminución en la velocidad inicial de 130 ms⁻¹ contra solo 2 ms⁻¹. La velocidad final juega un papel muy importante en un eventual análisis de riesgo: para una persona al aire libre cualquiera de las 4 opciones sería letal, sin embargo, en términos de parámetros de diseño para una estructura de protección la diferencia es abismal pues lo que se utiliza es la energía cinética (proporcional a la velocidad al cuadrado): un factor de 5 veces de diferencia.

13. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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.

Adamson, M. y Castillo, F. (2012). Conclusiones. En Adamson, M. y Castillo, F. (eds.). *Desastres. Costa Rica en el tercer milenio: Desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad*. Contrastes Vivos de Costa Rica, pp. 430-443.

Aguilar, C.H., 1977. Introduction to the Archeology of the Arenal Volcano Area: Tephrostratigraphy and Cultural Sequences. *National Geogr. Soc. Res. Resp. 1977 Projects*: 95-107.

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.

Aiuppa, A., Robidoux, P., Tamburello, G., Conde, V., Galle, B., Avard, G., Bagnato, E., de Moor, J. M., Martínez, M. y Muñoz, A. (2014). Gas measurements from the Costa Rica-Nicaragua volcanic segment suggest possible along-arc variations in volcanic gas chemistry. *Earth and Planetary Sci. Letters*, 407, 134-147.

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.

Alaska Satellite Facility DAAC. (2015). ALOS PALSAR_Radiometric_Terrain_Corrected_low_res; Includes Material © JAXA/METI 2007. Descargado el 11 de agosto de 2017. DOI: 10.5067/JBYK3J6HFSVF

Alibidirov, M. y Dingwell, D.B. (1996) Magma fragmentation by rapid decompression. *Nature* 380, 146-148.

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. (1985). Consideraciones petrológicas de los estratovolcanes de Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 3, 103-129.

Alvarado, G.E. (1989). Consideraciones neotectónicas recientes en los alrededores la Laguna de Arenal, Costa Rica. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 2 (3): 6-21.

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

Alvarado, G. E. (1990). *Los relieves de las rocas ígneas: Génesis, clasificación y aplicabilidad*. Cartago, Costa Rica: ETCR.

Alvarado, G.E., 1991. Nuevas evidencias de neotectonismo en los alrededores del graben de Arenal. *Bol. Obs. Arenal*, 4 (8), 7-10.

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. (2002). Análisis de la Estabilidad del Cono y Comportamiento de la Fundación del Volcán Arenal (Costa Rica) mediante el uso de parámetros adimensionales de acuerdo con el teorema II de Buchingam. *VIII Seminario Nacional de Geotecnia, 3^{er} Encuentro Centroamericano de Geotecnistas: "Geotecnia en la Prevención de Desastres en el Entorno"*. 267-275, San José.

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. (2005). *Costa Rica: Land of Volcanoes*. EUNED, San José.

Alvarado, G. E. (2009). Geología de la hoja Fortuna, Alajuela, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 41, 117-122.

Alvarado, G.E. (2011). Los volcanes de Costa Rica. Geología, historia, riqueza natural y su gente. 1 reimp. de la 3 ed. EUNED. 386 pp.

Alvarado, G. E. (2021). *Costa Rica y sus volcanes*. EUCR, EUNA, ETCR.

Alvarado, G. E. y Barquero, R. (1987). Las señales sísmicas del volcán Arenal (Costa Rica) y su relación con las fases eruptivas (1968-1986). *Ciencia y Tecnología*, 11 (1): 15-35.

Alvarado, G. y Morales, L.D., (1989). Historia de la Vulcanología en Costa Rica. En: Ruiz, A. y Camacho, L. (eds.): *Historia de la Ciencia y la Tecnología. El avance de una disciplina. Ed. Tecnológica de Costa Rica*, pp. 291-314; Cartago.

Alvarado, G.E. y Soto, G.J. (1997). Aspectos petrológicos de las Tefras del Arenal a la Luz de Nuevos Datos Geoquímicos y Cronoestratigráficos. *Boletín OSIVAM*. 7 (13-14), 58-72.

Alvarado, G. E. y Torres, M. E. (1998). Referencias bibliográficas del volcán Arenal y alrededores. *Bol. OSIVAM*, 10 (19-20), 43-64.

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. y Arroyo, I. (2000). Los flujos piroclásticos del volcán Arenal (Costa Rica)

entre 1975 y 2000: Origen, frecuencia, distribución y peligro asociado. *Bol. OSIVAM*, 12, 39-59.

Alvarado, G.E. y Soto, G.J., 2002: Pyroclastic flows generated by crater-wall collapse and outpouring of the lava pool of Arenal volcano, Costa Rica. *Bull. Volcanol.*, 63, 557-568.

Alvarado, G. E. y Vargas, A., 2017. Actualización de la evaluación del peligro volcánico para el Complejo Hidroeléctrico Arenal. Instituto Costarricense de Electricidad [Inf. Interno].

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., Argueta S. y Cordero, C. (1988). Interpretación preliminar de las deformaciones al volcán Arenal (Costa Rica). *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1 (2), 25-43.

Alvarado, G.E., Barquero, R. y Hidalgo, G., 1988. Referencias bibliográficas principales sobre el volcán Arenal y áreas vecinas. *Bol. Obs. Arenal*, 1 (2), 57-67.

Alvarado, G. E., Matumoto, T., Borgia, A. y Barquero, R. (1988). Síntesis geovulcanológica del Arenal (Costa Rica), 20 años de continua actividad eruptiva (1968-1988). *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 1 (1), 1-55; San José.

Alvarado, G.E., Matumoto, T., Borgia, A. y Barquero, R., 1992. Síntesis geovulcanología del Arenal (Costa Rica): 20 años de continua actividad eruptiva (1968-1988). *Rev. Geog. Amér. Central*, 25-26, 413-459.

Alvarado, G.E., Barquero, R., Boschini, I., Climent, A. Lindholm, C. y Taylor, E., 1994. Informe de diagnóstico y de resultados obtenidos por la red Sismológica Digital de Arenal y Miravalles: Período enero-julio 1994. *Informe OSV*, ICE, San José.

Alvarado, G. E., Taylor, W. D., Orhnberger, M. M., Soto, G. J. y Madrigal, L. A. (1997a). First observations of volcanic seismicity at Arenal volcano (Costa Rica) using a new three-component seismic digital network. *Bol. OSIVAM*, 8 (15-16), 11-45.

Alvarado, G.E., Soto, G.J., Ghigliotti, M. y Frullani, A. (1997b). Peligro volcánico del Arenal. *Bol. OSIVAM*, 7 (15-16): 62-82; San José.

Alvarado, G.E., Carboni, S., Cordero, M., Avilés, E., Valverde, M. y Leandro, C. (2003). Estabilidad del cono y comportamiento de la fundación del edificio volcánico del Arenal (Costa Rica). *Bol. OSIVAM*, 14 (26), 21-73; San José.

Alvarado, G.E., Soto, J.G. y Taylor, W.D., 1998. Los flujos piroclásticos del volcán Arenal del 5 de mayo de 1998 y sus implicaciones para la amenaza de las obras de infraestructura cercana. *Boletín OSIVAM* 10 (19-20), 1-13. 1997; San José.

Alvarado, G.E., Soto, G.J., Schmincke, H.-U., Bolge, L.L. y Sumita, M. (2006). The 1968 andesitic lateral blast eruption at Arenal volcano, Costa Rica. En: Gill, J., Reagan, M.,

Tepley, F. y Malavassi, E. (Eds): Arenal Volcano Special Volume, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157 (1-3), 9-33.

Alvarado, G., Acevedo, A. P., Monsalve, M. L., Espíndola, J. M., Gómez, D., Hall, M., Naranjo, J. A., Pulgarín, B., Raigosa, J., Sigarán, C. y Van der Laat, R. (1999). El Desarrollo de la Vulcanología en Latinoamérica en el Último Cuarto de Siglo XX. *Rev. Geofísica*, 51, 185-241; México.

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., Carboni, S., Cordero, M., Avilés, E. y Valverde, M. (2006). Metodologías para establecer la estabilidad del cono y el comportamiento de la fundación de un edificio volcánico: El volcán Arenal (Costa Rica) como un ejemplo. *IX Seminario Nacional de Geotecnia*, San José, noviembre 2006.

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., Carboni, S., Cordero, M., Avilés, E. y Valverde, M. (2010). Stability of the cone and the foundation of Arenal volcano, Costa Rica. En: Olalla, C. Hernández, L.E. Rodríguez-Losada, J.A. Perucho, Á. y González-Gallego, J. (eds.): *Volcanic Rock Mechanics. Rock Mechanics and Geo-engineering in Volcanic Environments*. CRC Press, Taylor & Francis Group, A. Balkema book, London, pp. 135-150.

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., Avaró, G., Esquivel, L., Chaves, I., Mora, M., de Moor, M., Müller, C., Pacheco, J. y Sánchez, B. (2020). Clasificación de la amenaza por los volcanes de Costa Rica y la evaluación de la red de monitoreo 21 de enero del 2020. OVSICORI, CNE, RSN, San José [Inf. Interno].

Alvarado, G. E., Esquivel, L. y Sánchez, B. (2021). Mejoras en el paradigma del manejo de la gestión del riesgo en los parques nacionales volcánicos de Costa Rica, entre el año 2000 y el 2020. *Rev. Geol. Amér. Central*, 64, 1-15.

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

Alvarado, L.F. y Fernández, W. (2001). Relación de las anomalías climáticas de la atmósfera libre sobre Costa Rica y la variabilidad de las precipitaciones durante eventos de El Niño. *Top. Meteor. Oceanog.*, 8, 145-157.

Alvarado, X. (2006). Impacto en la salud ambiental por efecto de emisiones de dióxido de azufre del volcán Arenal, en la población de La Fortuna de San Carlos. *Rev. Costarricense de Salud Pública*, 15 (29), 25-34.

Álvarez, A. y Cadena, E. (2006). Índice de vulnerabilidad social en los países de la OCDE, Universidad Autónoma de Madrid, Working Paper 1.

Anderson, RS y Hallet, B. (1986). Sediment transport by wind. Toward a general model. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 97, pp.523-535

Andronico, D., Scollo, S., Caruso, S. y Cristaldi, A. (2008). The 2002-03 Etna explosive activity: Tephra dispersal and features of the deposits. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 113, B04209 doi:10.1029/2007jb005126

Armienti, M., Macedonio, G. y Pareschi, M. T. (1988). A numerical model for simulation of tephra transport and deposition: applications to May 18, 1980, Mount St. Helens eruption. *J. Geophys. Res.* 93, 6463-6476.

Arroyo, I., Barquero, R., Madrigal, L. y Arias, F., 1999. Sinopsis de la actividad del volcán Arenal durante los años 1998 y 1999. *Boletín OSIVAM* 11 (21-22): 22-23, 1998, San José.

Arroyo, I., Alvarado, G.E., Taylor, W., Madrigal, L.A., Arias, F., 2000. La actividad del volcán Arenal durante el año 2000. *Bol. OSIVAM*, 12 (23-24):15-29.

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.

ASF DAAC (2015). ALOS PALSAR_Radiometric_Terrain_Corrected_low_res; Includes Material © JAXA/METI 2007. Descargado el 24 de febrero de 2021. doi: 10.5067/JBYK3J6HFSVF

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.

Aubry, Thomas & Engwell, Samantha & Bonadonna, Costanza & Mastin, Larry & Carazzo, Guillaume & Van Eaton, Alexa & Jessop, David & Grainger, Roy & Scollo, Simona & Taylor, Isabelle & Jellinek, Mark & Schmidt, Anja & Biass, Sebastien & Gouhier, Mathieu. (2022). New insights into the relationship between mass eruption rate and volcanic column height based on the IVESPA dataset. 10.22541/essoar.167214588.86276236/v1.

Auker, M. R., Sparks, R. S. J. y Siebert, L. (2013). A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *J. Applied Volcanology*, 2, 1-24.

Avard, G., Pacheco, J., Martínez, M., van der Laat, R., Menjivar, E., Hernández, E., Marino, T., Sáenz, W., Brenes, J. y Martínez, J. (2013). Estado de los Volcanes 2012 Resumen Anual Oficial. *Inf. OVSICORI-UNA*.

Avila, G. (1977). Investigaciones realizadas en las redes sismológicas de los proyectos de Arenal y Geotérmico, para el período diciembre 1976-diciembre 1977. *Dpto. Geología* (Inf. Interno), Inst. Costarricense de Electricidad (ICE), San José.

Avila, G. (1978). Investigación y vigilancia del volcán Arenal, Alajuela, Costa Rica. *Dpto. Geología* (Inf. Interno ICE), San José.

Axelsson, V., Eilingsson, U., Larsson, S. y Sundborg, Å. (1996). The Arenal Reservoir Project. Final Report. *AB Hydroconsult*, Upala, Suecia.

Banta, R. M. y Cotton, W. R. (1982). An observational and numerical study of mountain boundary-layer flow. *Atmosphere Science Paper* No. 350, Colorado State University.

Badilla, D. y Taylor, W. (2019). Distribución geoelectrica en la zona oeste del volcán Arenal obtenida mediante los métodos MT y TDEM. Mantenimiento y metrología de equipos electromagnéticos. Informe Interno ICE, San José.

Bagheri, G. y Bonadonna, C. (2016). On the drag of freely falling non-spherical particles. *Powder Technology* 301, 526-544.

Barboza, V. y Melson, W.G. (1990). Correlación entre las señales sísmicas y los sondeos de las erupciones del volcán Arenal. *Bol. de Vulcanología*, 21, 8-12. Escuela de Ciencias Geográficas, Univ. Nacional, Heredia.

Barquero, J. (1978-1994). Boletín de Vulcanología. Escuela de Ciencias Geográficas, Univ. Nacional, Heredia.

Barquero, R. (1989). Estudio geoquímico preliminar de fuentes termales y frías del volcán Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 2 (3): 38-55.

Barquero, R., Alvarado, G.E. (1989). Resumen de la actividad del volcán Arenal, periodo 1988 y enero-junio 1989. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 4, 7-17; San José.

Barquero, R., Alvarado, G.E. (1989). Los enjambres de temblores en el arco volcánico de Costa Rica. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 2 (4): 18-39.

Barquero, R., Alvarado, G.E., Matumoto, T. (1992). Arenal Volcano (Costa Rica) Premonitory Seismicity. En: Gasparini, P., Scarpa, R., Aki, K (eds.), *Volcanic Seismology*. IAVCEI Proceedings in Volcanology. 3, 84-95.

Barquero, R., Alvarado, G.E. y Matumoto, T. (1992). Arenal Volcano (Costa Rica) Premonitory Seismicity. En: Gasparini, P., Scarpa, R. y Aki, K. (eds): *Volcanic Seismology*. IAVCEI Proceeding in Volcanology 3, 84-96.

- Barquero, R., Barrantes, J.M., Boschini, I., Taylor, W., Alvarado, G.E. y Climent, A. (1994a). Nueva Red Sismológica Digital Arenal-Miravalles. *Rev. Tecnología ICE: Energía-Telecomunicaciones*. 5 (2), 13-22.
- Barquero, R., Barrantes, J. M., Boschini, I., Taylor, W. y Alvarado, G. (1994b). La Red Sismológica digital del Observatorio Sismológico y Vulcanológico de Arenal y Miravalles (OSIVAM). *VI Sem. Nac. Geotecnia*, San José, pp.159-166.
- Bean, C. J., De Barros, L., Lokmer, I., Métaixian, J.-P., O'Brien, G. S. y 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.
- Beard, J.S., Borgia, A. (1989). Temporal variation of mineralogy and petrology in cognate gabbroic enclaves at Arenal volcano, Costa Rica. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 103,110-122.
- Bennet, F.D. y Racchinni, S. (1977). Las erupciones del volcán Arenal, Costa Rica. *Rev. Geogr. Amér. Central*, 5-6 (1-2), 7-35.
- Benoit, J. P. y McNutt S. R., 1997. New constraints on source Processes of volcanic tremor at Arenal volcano, Costa Rica, using broadband seismic data. Volcanic activity and the environment, IAVCEI General Assembly, Abstracts, Puerto Vallarta.
- Beckett, W. (2000). Occupational respiratory disease. *N. Engl. J. Med.* 342, 406-413.
- Benavides, S. (2020). El aporte del turismo a la economía costarricense: más de una década después. *Economía y Sociedad*, 25, 57, <http://orcid.org/0000-0001-8383-397X>.
- Bergoeing, J. P. (1978). *La fotografía aérea y su aplicación a la geomorfología de Costa Rica*. San Jose: Ministerio de Obras Públicas y Transportes, IGN.
- Bergoeing, J. P. (1998). *Geomorfología de Costa Rica*. Inst. Geográf. Nacional, San José.
- Bergoeing, J. P. (2007). *Geomorfología de Costa Rica*. (2 ed.). Librería Francesa.
- Bergoeing, J. P. (2009). *Costa Rica, paisajes volcánicos*. San José: Ed. Jadine.
- Bergoeing, J. P., Brenes, L. G. y Malavassi, E. (1983). *Geomorfología del Pacífico Norte de Costa Rica* (Explicación del mapa geomorfológico 1:100 000). MOPT-IGN-UCR.
- Bergoeing, J. P., Brenes, L. G., Protti, R., Arce, R., Artavia, L. G., Salas, D. y Carrillo, M. (2010). *Atlas geomorfológico del Caribe de Costa Rica*. San José: UCR-IGN.

Bermúdez, M. (s.f). Vulnerabilidad social y organización ante desastres naturales. Comisión Nacional de Atención de Emergencias y Prevención de Riesgos. San José, Costa Rica.

Berrocal, M. (2008). Análisis y evaluación de la vulnerabilidad de la población de la Fortuna de San Carlos a la actividad volcánica del volcán Arenal. Tesis de doctorado. Universitat de Girona. 357 pp.

Bessho, K., Date, K., Hayashi, M., Ikeda, A., Imai, T., Inoue, H., Kumagai, Y., Miyakawa, T., Murata, H., Ohno, T., et al. (2016). An Introduction to Himawari-8/9-Japan's New-Generation Geostationary Meteorological Satellites. *J. Meteorol. Soc. Jpn. Ser. II*, 94, 151-183.

Bigot, S., Barquero, J., Malavassi, E. (1982). Vigilancia Hidrogeoquímica del volcán Arenal. *Bol. Vulcanología*, 12, 2-7, Escuela de Ciencias Geográficas, Univ. Nacional, Heredia.

Bigot, S., Barquero, J., 1986. Estudio hidrogeoquímico del volcán Arenal, contribución a la actividad eruptiva. *Bol. Vulcanología*, 17, 7-14, Escuela de Ciencias Geográficas, Univ. Nacional, Heredia.

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>.

Blower, J. D., Keating, J. P., Mader, H.M. y Phillips, J. C. (2001). Inferring volcanic degassing processes from vesicle size distributions. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 347-350.

Blower, J. D., Keating, J. P., Mader, H. M. y Phillips, J. C. (2002). The evolution of bubble size distributions in volcanic eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 120, 1-23

Bolge, L.L., Carr, M.J., Feigenson, M.D. y Borgia, A. (2004). Geochemistry and magmatic evolution of explosive tephra ET3 and ET4 from Arenal Volcano, Costa Rica. *Rev Geol Amér Central*, 30, 127-135.

Bolge, L.L., Carr, M.J., Feigenson, M.D. y Alvarado, G.E. (2006). Geochemical stratigraphy and magmatic evolution at Arenal Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 157 (1-3), 34-48.

Bolt, B. A., Horn, W. L., Macdonald, G. A., Scott, R. F. (1975). *Geological hazards. Earthquakes-Tsunamis-Volcanoes-Avalanches-Landslides-Floods*. Springer, New York (2nd Ed.).

Bonadonna, C. y Houghton, B.F. (2005). The total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bull. Volcanol.*, 67(5), 441-456. doi:10.1007/s00445-004-0386-2.

Bonadonna, C. y Costa, A. (2012). Estimating the volume of tephra deposits: A new simple strategy. *Geology*, 40, 415-418.

Bonadonna, C. y Costa, A. (2013). Modeling tephra sedimentation from volcanic plumes. En Fagents, S. A., Gregg, T. K. y Lopes, R. M. C. (eds.) *Modelling volcanic processes: the physics and mathematics of volcanism* (pp. 173-202), Cambridge University Press.

Bonadonna, C., Connor, C.B., Houghton, B.F., Connor, L.J., Byrne, M., Laing, A. y Hincks, T.K. (2005) Probabilistic modeling of tephra dispersal: hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 110, p. B03203.

Bonadonna, C. y Costa, A. (2013). Modeling tephra sedimentation from volcanic plumes. En Fagents, S. A., Gregg, T. K. P. y Lopes, R. M. C.: *Modeling Volcanic Processes: The Physics and Mathematics of Volcanism* (eds.). Cambridge University Press, pp. 171-202.

Bonadonna, C., Costa, A., Folch, A., Koyaguchi, T. (2015a). Tephral dispersal and sedimentation. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (eds) *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, Amsterdam, 1421 p. ISBN 9780123859389

Bonadonna, C., Biass, S. y Costa, A. (2015b). Physical characterization of explosive volcanic eruptions based on tephra deposits. Propagation of uncertainties and sensitivity analysis. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 296: 80-100.

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.

Borgia, A. (1988). Physical aspects of eruption at Arenal and Poás volcanoes, Costa Rica. Ph. D. Thesis, Princeton Univ.

Borgia, A. y Linneman, S. R. (1980). On the Mechanisms of Lava Flow Emplacement and volcano Growth: Arenal, Costa Rica. En: Fink, J. K (Ed.), *Lava Flows and Domes Emplacement Mechanisms and Hazard Implications*. IAVCEI Proceeding in Volcanology Springer-Verlag, Berlín, p. 208-243.

Borgia, A., Casertano, L., Cigolini, C., 1982. Double cycle of the NRM during cooling of a lava flow at Arenal volcano, Costa Rica. *Bol. Vulcanología*. 14, 83-85.

Borgia, A., Linneaman, S., Spencer, D., Morales, L. D. y Brenes, J.A. (1983). Dynamics of lava flow fronts. Arenal Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 19, 303-329.

Borgia, A., Poore, C., Carr, M. J., Melson, W. G. y Alvarado, G. E. (1988). Stratigraphic, structural and petrological aspects of Arenal-Chato Volcanic System, Costa Rica: Evolution of a young stratovolcanic complex. *Bull. Volcanol.*, 50, 86-105.

Bovis, M. J., y Jakob, M. (1999). The role of debris supply conditions in predicting debris flow activity. *Earth surface processes and landforms*, 24(11), 1039-1054.

Bravo, J. (1982). Geomorfología de la Hoja Fortuna (escala 1 :50.000). Tesis de Licenciatura, Esc. de Ciencias Geográficas, Univ. Nacional, Heredia, Costa Rica.

Brenes-André, J. (2018). Análisis del proceso de transporte vía SFT, de las erupciones del 2014-2015 del volcán Turrialba. *Ver. Geol. Amér. Central*, 58, 10.15517/rgac.v58i0.32674.

Brenes-André, J. (2016b). Modelo fractal de una erupción aplicado a volcanes denominados log-logísticos: Colima, Soufriere y Erebus. *Rev. Geol. Amér. Central*, 55, 10.15517/rgac.v55i0.26966.

Brenes-André, J. (2016a). Incorporación del modelo de Landau al modelo fractal de una erupción. *Rev. Geol. Amér. Central*, 54, 10.15517/rgac.v54i0.21147.

Brenes-André, J. (2014b). Erupción del Volcán Fuego (Guatemala, 1974): ¿Evidencia de una Fragmentación Terciaria?. *Rev. Geol. Amér. Central*, 51, 83-91. 10.15517/rgac.v51i1.17041.

Brenes-André, J. (2014a). Aplicación del Modelo de Fractura Fractal de Balankin al Modelo Fractal de la Actividad Volcánica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 50, 83-97. 10.15517/rgac.v0i50.15109.

Brenes, J. y Alvarado, G. E. (2013b). Aplicación de la teoría de fragmentación/transporte secuencial a los depósitos de las erupciones de 1723 y 1963-65 del volcán Irazú, Costa Rica. Caso de dispersión positiva y modelo fractal. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48, 87-98. doi: 10.15517/rgac.v0i48.12237

Brenes, J. (2013a). Aplicación de la teoría de fragmentación/transporte secuencial a los depósitos de las erupciones de 1723 y 1963-65 del volcán Irazú, Costa Rica. Caso dispersión negativa. *Rev. Geol. Amér. Central*, 48, 63-85. doi: 10.15517/rgac.v0i48.12236

Brown, W.K. (1989) A theory of sequential fragmentation and its astronomical applications. *J. Astrophys. Astr.* 10, 89 [JASRD70250-6335](#)

Brown, W. y Wohletz, K. (1995) Derivation of the Weibull distribution based on physical principles and its connection to the Rosin-Rammler and log normal distribution. *J. Applied Phys.* 78, 2758-2763.

Bursik, M. (2001). Effect of wind on the rise height of volcanic plumes. *Geophys. Res. Lett.*, 28, 3621-3624.

Calder, E., Wagner, K. y Ogburn, S. (2015). Volcanic hazard maps. En S. Loughlin, S. Sparks, S. Brown, S. Jenkins, y C. Vye-Brown (Eds.), *Global Volcanic Hazards and Risk*. Cambridge University Press, pp. 335-342, doi:10.1017/CBO9781316276273.022

Calegry, P. (1987). *Caratteristiche chimiche di alcuni livelli esplosive del volcano Arenal, Costa Rica*. Tesis, Univ. degli Studi di Milan, Dip di Scienze della Terra, San José.

Camacho, J. P. (2015). *Caracterización tectónica y geofísica de la falla Cote, Costa Rica* (Tesis Licenciatura). Universidad de Costa Rica, Sede Rodrigo Facio.

Cambres, J. (2015). La balística forense como herramienta fundamental para identificación del arma de fuego utilizada en un hecho punible (Tesis de Especialidad). Univ. Costa Rica.

Campos, R. (2010). Prueba pericial de Balística: su aplicación y valoración en el proceso penal costarricense (Tesis de grado). Univ. Costa Rica. <http://ijj.ucr.ac.cr/wp-content/uploads/bsk-pdf-manager/2017/06/Prueba-pericial-de-balística.pdf>

Campos, M. y Castro, V. (1992). El clima a sotavento de las montañas de Costa Rica. Instituto Meteorológico. *Tópicos meteorológicos*, N.º 2, 21 p.

Carey, S. N. (1996). Modelling of tephra fallout from explosive eruptions. En *Monitoring and mitigation of volcano hazards*. Ed. by Scarpa, R. y Tilling, T. Springer-Verlag Berlin pp. 429-461.

Carey, S. N. Y Sigurdsson, H. (1982). The influence of particle aggregation on deposition of distal tephra from the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens volcano. *J. Geophys. Res.*, 87, 7061-7072.

Carey, S. y Sparks, R.S.J. (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruptive volcanos. *Bull Volcanol.*, 48, 109-125.

Carey, S., Sigurdsson, H., Gardner, J.E., Criswell (1990). Variations in column height and magma discharge during the May 18, 1980 eruption of Mount St. Helens. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 43, 99-112.

Carey, S. y Bursik, M. (2015). Volcanic plumes. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (eds.). *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, Amsterdam, 1421 p. ISBN 9780123859389

Carr, M.J. (1984). Symmetrical and segmented variations of physical and geochemical characteristics of the Central America volcanic front. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 231-252.

Carr, M. J., Walker, A. J. (1987). Intra-eruption changes in composition of some mafic to intermediate tephtras in Central America. *J. Volc. Geotherm. Res.* 33, 147-159.

Cashman, K. Y Scheu, B. (2015). Magmatic fragmentattion. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (eds) *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, Amsterdam, 1421 p.

Cevo, J. (1976). El impacto de la actividad del volcán Arenal, Costa Rica. *Rev. Geo. Inst. Panam. Geogr. Hist.* pp. 5.

CFIA (2003). Fundamentos para establecer el nuevo reglamento para el uso de suelos en los alrededores del Volcán Arenal. *Rev. CFIACR*, 50, 11-14; San José.

Chacón, O. (2005): *La actividad volcánica del Arenal como fuente de desarrollo turístico y vulnerabilidad socioeconómica: una visión a partir de la percepción*. Tesis de Licenciatura. Universidad de Costa Rica.

Chaves, R. (1967). Petrografía de una lava del volcán Arenal. Inf. Labores Dpto. Geol. Min. Ind, San José.

Chaves, R. (1969). Características físicas, químicas y mineralógicas de los materiales eruptados por el volcán Arenal Costa Rica. Julio de 1968. Inf. Semestral Enero B Junio, San José.

Chaves, R. y Saénz, R. (1970). Efectos de las erupciones del volcán Arenal. Inf. Semestral, enero B junio, San José.

Chemineé, J.L, Delorme, H., Barqero, J., Avila, G., Malavassi, E., Guendel, F. (1981). Algunos aspectos físicos y químicos de la actividad de los volcanes Poás y Arenal. *Bol. Vulcanología*. 11, 12-16.

Chiesa, S. (1987). La mayor erupción Pliniana del volcán Arenal, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 6:25-41.

Chiesa, S. (1998). Presencia de xenobiolíticos de nanoplanton calcáreo en tetras plinianas como evidencia de un basamento sedimentario bajo el Arenal. *Bol. OSIVAM*, 9 (17-18), 1-4.

Chen, C. Y., y Wang, Q. (2017). Debris flow-induced topographic changes: effects of recurrent debris flow initiation. *Environmental monitoring and assessment*, 189(9), 449.

Cigolini, C. y Borgia, A., 1979. Consideraciones sobre la viscosidad de la lava y estructura de las coladas del volcán Arenal, Costa Rica. *Rev. Geogr. Amér. Central*, 11-23, 131-140.

Cigolini, C., Casetano, L. y Borgia, A. (1982). Two stage spinel fractionation bearing immiscibility in basaltic andesite: Arenal Volcano Costa Rica. *Bol. Vulcanológico*. 14, 81-82.

Cigolini, C. y Bogliotti, C. (1984). Phase relationships and “silicate liquid immiscibility” in Arenal Volcano lava flows, Costa Rica: preliminary studies. *Atti della Accademia delle Scienze di Torino*, 118, 226-236.

Cigolini, C., Borgia, A. y Casertano, C. (1984). Intra-crater activity, aa-block lava, viscosity and flow dynamics: Arenal Volcano, Costa Rica. *J. Volc. Geoth. Res.* 20, 155-176.

Cigolini, C., Kudo, A.M. (1987). Xenoliths in recent basaltic andesite flows from Arenal Volcano, Costa Rica: inference on the composition of the lower crust. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 96, 381-390.

Cigolini, C. (1998). Intracrustal origin of Arenal basaltic andesite in the light of solid-melt interactions and related compositional buffering. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 86, 277-310.

Cigolini, C., Alvarado, G., Bertolino, S., Laiolo, M. y Coppala, D. (2004). Syneruptive rheological parameters of Arenal andesite: inference from the juvenile ejecta associated with the 1993 and 2000 pyroclastic flows. IAVCEI, General Assembly 2004, Pucón, Chile.

Cioni, R. y Pistolesi, M. (2015). Plinian y sublinian eruption. En Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (eds) *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, Amsterdam, 1421 p. ISBN 9780123859389

Clarke, A. (2015). Unsteady explosive activity: vulcanian eruptions. En Fagents, S. A., Gregg, T. K., Lopes, R. M. C. (eds.). *Modelling volcanic processes: the physics and mathematics of volcanism* (pp. 129-152), Cambridge University Press,

Climent, A., Boschini, I., Barquero, R. y Alvarado, G. E. (1986). Estudios sismológicos en zonas de Proyectos Hidroeléctricos y Geotérmicos en Costa Rica. *IV Sem. Latinoamericano de Ing. Sismo-resistente y Sem. Ing. Estructural*, San José, pp. 93-112.

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

CNE. (2016). *Plan Nacional de Gestión del Riesgo 2016-2020*. Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, San José.

CNE. (2021). *Plan Nacional de Gestión del Riesgo 2021-2025 Costa Rica*. Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, San José.

Cole, P. D. y Scarpati, C. (1993). The emplacement of intermediate volume ignimbrites: A case study from Roccamonfina volcano, southern Italy. *Bull. Volcanol.* 55, 4567-480.

Cole, P. D., Fernández, E., Duarte, E. y Duncan, A. M., 2005: Explosive activity and generation mechanisms of pyroclastic flows at Arenal volcano, Costa Rica between 1987 and 2001. *Bull. Volcanol*, 67, 695-716.

Connor, C. B., Hill, B.E., Winfrey, B., Franklin, N. M. y La Femina, P. C. (2001). Estimation of volcanic hazards from tephra fallout. *Natural Hazard Review* (1)2, 33-42

Connor, L.J. y Connor, C.B. (2006). Inversion is the key to dispersion: Understanding eruption dynamics by inverting tephra fallout. En Mader, H. Coles, S.C., Connor C. B. y Connor, L. J. (eds.), *Statistics in volcanology* (Vol. 231-242) *Geological Society*.

Constantinescu, R., Hopulele-Gligor, A. Connor, C. B., Bonadonna, C., Connor, L. J., Lindsay y J. M. et al (2021) The radius of the umbrella cloud helps characterize large explosive volcanic eruptions. *Communications Earth and Environment*, 2, pp 3.

Costa, A., Pioli, L. y Bonadonna, C. (2016). Assessing tephra total grain-size distribution: Insights from field data analysis. *Earth Planetary. Science Lett.* 443, 90-107.

CEVA (1969). *Comisión para la emergencia del Volcán Arenal*. Memoria., San José.

Connor, C. B., Hill, B. E., Winfrey, B., Franklin, N. M. y La Femina, P. C. (2001). Estimation of volcanic hazards from tephra fallout. *Natural Hazard Review* (1)2, 33-42.

Connor, L. J. y Connor, C. B. (2006) Inversion is the key to dispersion: Understanding eruption dynamics by inverting tephra fallout. En Mader, H., Coles, S. C., Connor, C.-B. y Connor, L. J. (eds.), *Statistics in volcanology* (Vol. 231-242), Geological Society.

Constantinescu, R., Hopulele-Gligor, A., Connor, C. B., Bonadonna, C., Connor, L. J., Lindsay, J. M. et al. (2021). The radius of the umbrella cloud helps characterize large explosive volcanic eruptions. *Communications Earth and Environment*, 2, (3), https://digitalcommons.usf.edu/geo_facpub/2304

Corner, J. (1950). *The Theory of the Interior Ballistic of Guns*. John Wiley & Sons, Inc., New York.

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. Geográf. Amér. Central*, 62, 129-158.

Cowlyn, J., Kennedy, B. M., Gravley, D. M. y Cronin, S. J. (2020). A Confidence-Based Assessment Method for Distinguishing Pyroclastic Density Current Deposits From Other Volcaniclastic Units. *Frontier in Earth Science* 8, 581195, doi: 10.3389/feart.2020.581195

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

Cross, R. (2016). Effects of turbulence on the drag force on a golf ball. *European Journal of Physics* 37(5): 054001 DOI:10.1088/0143-0807/37/5/054001

Danielsen, E. (1981). Trajectories of the Mount St. Helens eruption plume. *Science*, 211, 819-821.

Dellino, P. y Alvarado, G.E. 1992. Comentario sobre las cenizas estrombolianas recientes del volcán Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 5 (9-10), 24-30.

Dufek, J., Manga, M. y Patel, A. (2012) Granular disruption during explosive volcanic eruptions. *Nature Geoscience* 5: 561-564

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

Donovan, A., Suppasri, A., Kuri, M. y Torayashiki, T. (2018). The complex consequences of volcanic warnings: trust, risk perception and experiences of businesses near Mount Zao following the 2015 unrest period. *Int. J. Disaster Risk Reduction* pp. 57-67.

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.

Dzierma, Y., Thorwart, M. M., Rabbel, W., Flueh, E. R., Alvarado, G. E. y Mora, M. M. (2010). Imaging crustal structure in south central Costa Rica with receiver functions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, 1-21.

Ebmeir, S. K., Biggs, J., Mather, T.A., Wadge, G. y Amelung, F., 2010: Steady downslope movement on the western flank of Arenal Volcano, Costa Rica. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 11 (12), doi: 10.1029/2010GC003263.

Ebmeir, S. K., Biggs, J., Muller, C. y Avarad, G. (2014). Thin-skinned mass-wasting responsible for widespread deformation at Arenal volcano. *Frontiers in Earth Science*, 2: 35, doi: 10.3389/feart.2014.00035.

Echols, W. T. y Wagner, N. K. (1972). Surface roughness and internal boundary layer near a costaline. *J. Appl. Meteor*, 11, 658-662.

Edwards, M. J., Kennedy, B. M., Jolly, A. D., Scheu, B. y Jousset, P. (2017). Evolution of a small hydrothermal eruption episode through a mud pool of varying depth and rheology, White Island. *N. Z. Bull. Volcanol.*, 79, 16, doi:10.1007/s00445-017-1100-5

Eichelberger, J. C., Carrigan, C.R., Westrich, H. R. y Price, R. H., (1986). Non-explosive silicic volcanism. *Nature*, 323, 6089, 598-602, doi: 10.1038/323598a0

Esquivel, L. (2004). Restricción del uso de la tierra en áreas bajo amenaza volcánica: el caso del Arenal. *Rev. Geol. Amér. Central*, 30. doi: <http://dx.doi.org/10.15517/rgeac.v0i30.7289>

Eychenne, J., Le Pennec, J.L., Troncoso, L., Goubier, M. y Nedelec, J. M. (2012). Causes and consequences of bimodal grain-size distribution of tephra fall deposited during August 2006 Tunguragua eruption (Ecuador). *Bull. Volcanol.*, 74,187-205. doi 10.1007/s00445-011-0517-5

Eychenne, J., Cashman, K., Rust, A, y Durant, A. (2015). Impact of the lateral blast on the spatial pattern and grain size characteristics of the 18 May 1980 Mount St. Helens fallout deposit. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 6018-6038, doi:10.1002/2015JB012116.

Ewert J. W. (2007) System for Ranking Relative Threats of U. S. Volcanoes. *Nat. Hazards Rev.*, 8(4): 112-124.

Fagents, S. y Wilson, L. (1993). Explosive volcanic eruptions: VII. The ranges of pyroclasts ejected in transient volcanic explosions. *Geophys. J. Int.*, 113, 359-370.

Faillace, C. (1973). Notas sobre algunas fuentes termo minerales en Guanacaste. *Publicaciones Geológicas del ICAITI, IV*, 47-58.

Fauria, K. F., Manga, M. y Wei, Z. (2017). Trapped bubbles keep pumice afloat and gas diffusion makes pumice sink. *Earth Planet Sci. Lett.* 460, 50-59. Doi.org/10.1016/j.epsl.2016.11.055

Fearnley, C., Winson, A. E. G., Pallister, J. y Tilling, R. (2018a). Volcano Crisis Communication: Challenges and Solutions in the 21st Century. En: Fearnley, C., Bird, D. K., Haynes, K., McGuire, W. J. y Jolly, G. (2018, eds.). *Observing the volcano World. Volcano Crisis Communication*. Springer Open, Advances in Volcanology, IAVCEI.

Fearnley, C., Bird, D. K., Haynes, K., McGuire, W. J. y Jolly, G. (2018b). *Observing the volcano World. Volcano Crisis Communication*. Springer Open, Advances in Volcanology, IAVCEI.

Fierstein, J. y Nathenson, M. (1992). Another look at the calculation of fallout tephra volumes. *Bull. Volcanol.*, 54, 157-167.

Fierstein, J. y Hildreth, W. (1992). The plinian eruptions of 1912 at Novarupta, Ktmai National Park, Alaska. *Bull. Volcanol.*, 54, 646-684.

Fitzgerald, R.H., Tsunematsu, K., Kennedy, B.M., Breard, E.C.P., Lube, G., Wilson, T.M., Jolly, A.D., Chapter Four – Using pneumatic cannon experiments to understand ballistic hazard footprints.

Folk, R.L. y Ward, W.C. (1957). Brazos River bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.

Folch, A., Mingari, L., Gutierrez, N., Hanzich, M., Macedonio, G. y Costa, A. (2019). FALL3D-8.0: a computational model for atmospheric transport and deposition of particles, aerosols and radionuclides. Part I: model physics and numerics. *Geoscientific Model Development Discussions*. <https://doi.org/10.5194/gmd-2019-311>.

Folch, A., Mangan, L. y Prata, A.T. (2022). Ensemble-based forecast of volcanic clouds using FALL3D-8.1. *Frontiers in Earth Science*, doi:10.3389/feart.2021.741841

Fonseca, C., González, P., Guzmán, S. y Perez M. J. (2022). Percepción del Riesgo relacionada al Volcán Arenal, Distrito La Fortuna. Informe de gira de Geoamenazas, Maestría Prof. Gestión del Riesgo en Desastres y Atención de Emergencias, UCR (inédito).

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. (1861a). Beiträge 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. (1861b). Originalkarte des nördlichen Theiles von Costa Rica. 1:1 000 000. Gotha: Justus Perthes, Petermann's Geographische Mittheilungen.
- Frantzius, A. von. (1862a). Die warmen Mineralquellen in Costa Rica (Schluss). *Preussische Medicinal Zeitung*, new ser. 5 (14-16): 124-126. Berlin. Trad. al español por A. G. Vargas y S. Kussmaul, 2007: Las fuentes termominerales en Costa Rica II: *Rev. Geol. Amér. Central*, 37 Especial, 31-34*.
- Frantzius, A. von. (1862b). *Die warmen Mineralquellen in Costa Rica*. Ed. A.W. Schade, Berlín.
- Frantzius, A. von. (1873). Die warmen Mineralquellen in Costa Rica. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie*, 5, 496-510. Fascículo. Stuttgart. Trad. al español A. G. Vargas y S. Kussmaul, 2007: Las fuentes termominerales en Costa Rica I: *Rev. Geol. Amér. Central*, 37 Especial, 23-30.
- Freundt, A. y Schmincke, H.-U. (1986). Emplacement of small-volume pyroclastic flows at Laacher See (E-Eifel, Germany). *Bull. Volcanol.*, 48, 39-60.
- Fudali, R.F. y Melson, W.G., 1972: Ejecta Velocities, Magma Chamber Pressure and Kinetic Energy Associated with the 1968 Eruption of Arenal Volcano. *Bull. Volcanol.*, 35, 383-401.
- García, G. M. (1994). Los mapas de riesgos. Concepto y metodología para su elaboración. *Revista Sanidad e Higiene Publica*, 4(68), 443-453.
- 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.
- Gaunt, H. E., Bernard, B., Hidalgo, S., Proaño, A., Wright, H., Mothes, P. Criollo, E. y Kueppers, U. (2016). Juvenile magma recognition and eruptive dynamics inferred from the analysis of ash time series: The 2015 reawakening of Cotopaxi volcano. *J. Volcanol. Geotherm.* 328, 134-146, <https://doi.org/10.1016/j.volgeores.2016.10.013>
- Gardner, J.E., Hilton, M. y Carroll, M.R. (1999). Experimental constraints on degassing of magma: isothermal bubble growth during continuous decompression for high pressure. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 168, 201-218.
- Geoconseil. (1978). Incidencias del sismo del 14 de abril 1973 sobre el Proyecto. Inf. Interno, ICE; San José.
- Geotermica Italiana-ICE (1992). Evaluación del riesgo y monitoreo del volcán Arenal. Inf. Final O.T, Pisa.

Geotermica Italiana-ICE (1996). Evaluación de Riesgo y Monitoreo del volcán Arenal. Informe Final, O.T, Pisa.

Ghigliotti, M., Frullani, A., Alvarado, G.E. y Soto, G.J. (1991). Distribución aereal y características de los depósitos de tefra más recientes (1080-1968 d.C.) del volcán Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 4 (8), 11-33.

Ghigliotti, M., Frullani, A., Alvarado, G. E. y Soto, G. J. (1992). Tefroestratigrafía, historia y ciclos eruptivos del volcán Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 5 (9-10), 52-96.

Giachetti, T., Trafton, K., Gardner, J. E., Watkins, J. M., Shea, T., Wright, H. M. N., Wiejaczka, J. (2020). Sintered pumice aggregates: A window into primary magmatic fragmentation. **Falta**

Giachetti, T., Trafton, K. R., Wiejaczka, J., Gardner, J. E., Watkins, J. M., Shea, T. y Wright, H.M.N. (2021). The products of primary magma fragmentation finally revealed by pumice agglomerates. *Geology*, 49,1307-1311. <https://doi.org/10.1130/G48902.1>

Girault, F., Carazzo, G., Tait, S., Ferruci, F. y Kaminski, E.(2014). The effect of total grain-size distribution on the dynamics of turbulent volcanic plumes. *Earth and planet.Sci.Lett.* 394, 124-134.

Gonnermann, H. M., y Manga, M. (2007). The fluid mechanics inside a volcano. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 39, 321–356, doi: 10.1146/annurev.fl uid.39.050905.110207.

Gillot, P.-Y., Chiesa, S. y Alvarado, G.E. (1994). Chronostratigraphy of Upper-volcanism in northern Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 17, 45-53.

Gómez, A. E. (2012). Promoción de la ciencia, tecnología y capacitación para la prevención. En Adamson, M. y Castillo, F. (eds.). *Desastres. Costa Rica en el tercer milenio: Desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad*. Contrastes Vivos de Costa Rica, pp. 128-137.

Gaonac’h, H., Lovejoy, S., Stix, J., Scherzter XX? (1996) A scaling growth model for bubbles in basaltic lava flows. *Earth Pla. Sci. Lett.*, 139: 395-409.

González de Molina, M. (2003). La Historia Ambiental y el fin de la “utopía” metafísica de la modernidad. *Aula-Historia Social*, 12, 18-42.

Grady, D. E. (1982), Local inertial effects in dynamics fragmentation. *J. Applied Physics*, 53, 322-325. <https://doi.org/10.1063/1.329934>

Graettinger, A. H., Skilling, I., McGarvie, D., Höskuldsson, Á. (2013) Subaqueous basaltic magmatic explosions trigger phreatomagmatism: a case study from Askja, Iceland. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 264, 17-35.

Güendel, F. (1978). On the relationship between earth tides and volcanic activity at Arenal Volcano, Costa Rica, M.Sc. Tesis, Univ. Texas.

Güendel, F. y Malavassi, E. (1980). La actividad del volcán Arenal entre los días 15 al 20 de agosto de 1980. *Bol. Vulcanología*, 9, 3-4.

Guimarães, L. F., Nieto-Torres, A., Bonadonna, C. y Frischknecht, C. (2021). A New Inclusive Volcanic Risk Ranking, Part 2: Application to Latin America. *Frot. Earth Sci.* 9:757742, doi: 10.3389/feart.2021.757742

Hainder, A. y Levenspiel, O. (1989). Drag coefficient and terminal velocity of spherical and non-spherical particles. *Powder Technology* 58(1), 63-70.

Hantke, G. (1976). Arenal. *Bull Volcanic Eruptions*, 14, 59-59.

Hansell, A. y Oppenheimer, C. (2004). Health hazards from volcanic gases: a systematic literature review. *Archives of Environmental Health: An Int. J.*, 59(12). Doi:10.1080/0003989049602947

Hapuarachchi, H. A. P., Wang, Q. J., y Pagano, T. C. (2011). A review of advances in flash flood forecasting. *Hydrological processes*, 25(18), 2771-2784.

Hartmann, W. K. (1969). Terrestrial, lunar and interplanetary rock fragmentation. *Icarus* 10:201-213.

Hasegawa, Y., Sugai, A., Hayashi, Y., Hayashi, Y., Saito, S. y Shimbori, T. (2015). Improvements of volcanic ash fall forecasts issued by the Japan Meteorological Agency. *J. Appl. Volcanol.*, 4, 1-12.

Hayes, J. L., Holbrook, W. S., Lizarralde, D., Avendonk, H. J. A., Bullock, A. D., Mora, M., Ramirez, C. y Alvarado, G. E. (2013). Crustal structure across the Costa Rican Volcanic Arc. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14(4), 1087-1103.

Hess, K.U. y Dingwell, D.B. (1996). Viscosities of hydrous leucogranitic melts: a non-Arrhenian model. *American Mineralogist* 81, 1297-1300.

Hidalgo, A., 1997. Evaluación sobre la eventual generación de una gran ola (Seiche) en el Embalse de Arenal, debido a la entrada de un flujo de detritos volcánicos. *Bol. OSIVAM*, 8 (15-16), 46-56; 1995; San José.

Holling, C. S. (2021). Understanding the complexity of Economic, ecological, and social systems. *Ecosystems*, 4, 390-405.

Hofton, M. A., Malavassi, E. y Blair, J. B. (2006). Quantifying recent pyroclastic and lava flows at Arenal Volcano, Costa Rica, using medium-footprint lidar. *Geophysical Research Letters*, 33: 21.

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

Houghton, B. (2015). Explosive volcanism. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S. R., Rymer, H. y Stix, J. (eds) *The encyclopedia of volcanoes*. Academic Press, Amsterdam,.1421 p. ISBN 9780123859389

Housen, K. R., Schmidt, R. M. y Holsapple, K. A. (1983). Crater ejecta scaling laws: fundamental forms based on dimensional analysis, *J. Geophys. Res.*, 88(B3), 2485-2499.

Housen, K. R. y Holsapple, K. A. (2011). Ejecta from impact craters. *Icarus*, 211, 856-875.

ICE. (1972). Datos relacionados con la erupción del volcán Arenal del año 1968. Anexo 1 de Informe Interno, San José.

ICE (1975). Gráficos geológicos de perforación y planos de inyección sitio de presa Proyecto Arenal. Instituto Costarricense de Electricidad, Departamento de Geología, Dirección Ing. Energía, ICE, San José.

ICE. (1977). Informe Geológico de progreso al 20 de diciembre de 1976 en la construcción del Proyecto Arenal. Tomo 1 y 4, Departamento de Geología, Dirección Ing. Energía, ICE, San José.

ICE-ENEL. (1991). *Evaluación del Potencial Geotérmico de Costa Rica*. Lista de mapas. Departamento de Recursos Geotérmicos, ICE. 2 volúmenes [Inf. Interno].

INEC. (2011). Estadísticas demográficas.2011-2025.Proyecciones nacionales. Población total proyectada al 30 de julio por grupos de edades, según cantón, distrito y sexo. <https://www.inec.cr/sites/default/files/documentos-biblioteca-virtual/repoblancev2011-2025-03.xlsx>

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

Iversen, J. D. y White, B. R. (1982). Saltation threshold on Earth, Mars and Venus, *Sedimentology*, 29, 111-119.

Janebo, M. H., Houghton, B. F., Thordarson, T., Bonadonna, C. y Carey, R. J. (2018). Total grain-size distribution of four subplinian-Plinian tephra from Hekla volcano, Iceland: Implications for sedimentation dynamics and eruption source parameters. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 357, 25-38

Jarvis, P. A., Bonadonna, C., Dominguez, L., Forte, P., Frischknecht, C., Bryan, D., Aguilar, R., Beckett, F., Elissondo, M., Gillies, J., Kueppers, U., Merrison, J., Varley, N. y Wallace, K. L. (2020). Aeolian Remobilisation of Volcanic Ash: Outcomes of a Workshop in the Argentinian Patagonia. *Frontiers in Earth Science*, 8, 575184, doi 10.3389/earth.2020.575184.

- Jenkins, P.E., Arellano, J., Ross, M. y Snell, M. (2018). Drag Coefficients of Golf Balls. *World Journal of Mechanics*, 8, 236-241.
- Jenkins, S. F., Spence, R. J. S., Fonseca, J. F. B. D., Solidum, R.U. y Wilson, T. M. (2014). Volcanic risk assessment: Quantifying physical vulnerability in the built environment. *J. Volcanol. Geother. Res.*, 276, 105-120, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.03.002.
- Jones, T.J., McNamara, K., Eychenne, J., Rust, A.C., Cashman, K.V., Scheu, B. and Edwards, R. (2016). Primary and secondary fragmentation of *crystal*-bearing intermediate magma. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 327, 70-83.
- Jongmans, A. G., Mulder, J., Groenesteijn, K. y Buurmam, P. (1996). Soil Surface Coatings at Costa Rica Recently Active Volcanoes. *Soil Sci. Am. J.*, 60, 1871-1880.
- Jutzeler, M., Marsh, R., van Seville, E., Mittal, T., Carey, R. J., Fauria, K. E., Manga, M., McPhie, J. (2020). Ongoing dispersal of the 7 August 2019 pumice raft from the Tonga arc in the southwestern Pacific Ocean. *AGU Geophys. Res. Lett.*, 47(5) <https://doi.org/10.1029/2019GL086768>
- Kaminski, E. y Jaupart, C. (1998). The size distribution of pyroclasts and the fragmentation sequence in explosive volcanic eruptions. *J. Geophys. Res.*, 103, 29759-29779.
- Kelfoun, K., Harris, A., Bontemps, M., Labazuy, P., Chausse, F. et al. (2020). A method for 3D reconstruction of volcanic bomb trajectories. *Bull. Volcanology*, 82 (4), 34. [ff10.1007/s00445-020-1372-z](https://doi.org/10.1007/s00445-020-1372-z) [ff. fffal-02517099](https://doi.org/10.1007/s00445-020-1372-z)
- Kempton, K., Benner, S. G. y Williams, S.N., (1996). Rincón de la Vieja volcano, Guanacaste province, Costa Rica: geology of the southwestern flank and hazard implications. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 71, 109-127.
- Kerle, N. (1996). An economic evaluation and human perspective for a moderate volcanic eruption at Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 6 (11-12): 53-70.
- Kolzenburg, S., Russell, J.K. y Kennedy, L.A., (2013). Energetics of glass fragmentation: Experiments on synthetic and natural glasses. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 14, pp 4936-4951
- Korvin, G. (1992). *Fractal models in the earth sciences*. Elsevier, Amsterdam.
- Krank, K. y Milligan, T. G. (1985). Origin of grain size spectra of suspension deposited sediment., *Geo. Mar. Lett.*, 5, 61-66.
- Kratzmann, D. J., Carey, S. N., Fero, J., Scasso, R. A. y Naranjo, J. A. (2010). Simulations of tephra dispersal from the 1991 explosive eruptions of Hudson volcano, Chile. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 190, 37-352.

Krumbein, W. C., Pettijohn, F. J. (1938). *Manual of Sedimentary Petrography*. Appleton Century-Crofts, New York.

Kueppers, U., Perugini, D. y Dingwe2II, D. B. (2006) “Explosive energy” during volcanic eruptions from fractal analysis of pyroclasts. *Earth and Planetary Science Letters* “ 248, 800-807. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.06.033>.

Kussmaul, S., Paniagua, S. y Gainza, J. (1982) Recopilación, clasificación e interpretación petroquímica de las rocas ígneas de Costa Rica. *Inst. Geogr. Nac. Inf. Sem. Julio-Dic.*, 28: 17-79; San José (Costa Rica)

La Gaceta, 2001. Reglamento: Comisión de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, Uso de suelos en los alrededores del Volcán Arenal, pp. 41-47.

Larrson, S., Sundbporg, A. (1996). The Arenal Reservoir Project. Final Report. AB Hydroconsult, Uppsala, Suecia.

Leandro, C. E. y Alvarado, G. E. (1988). Influencia de las mareas lunisulares sobre el comportamiento del volcán Arenal, Costa Rica. *Bol. Obs. Vulc. Arenal.*,1 (2), 44-56.

Lejeune, A. M. and Richet, P. (1995) Rheology of crystal-bearing silicate melts: an experimental stud at high viscosities. *J. Geophys. Res.*, 100, 4215-4229.

Lesage, P., Mora, M. M., Alvarado, G. E., Pacheco, J. y Métaxian, J. P. (2006). Complex behavior and source model of the tremor at Arenal volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 157, 49-59.

Ley Nacional de Emergencias y Prevención de Riesgos. N° 8488. Asamblea Legislativa de la Republica de Costa Rica.

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 (inédito).

Li, Q. M., Reid, S. R., y Ahmad-Zaidi, A. M. (2006). Critical impact energies for scabbing and perforation of concrete target. *Nuclear Engineering and Design*, 236, 1140-1148.

Lindsay, J. B. (2016). Whitebox GAT: A case study in geomorphometric analysis. *Computers & Geosciences*, 95, 75-84.

Linkimer, L., Beck, S. L., Schwartz, S. Y., Zandt, G. y Levin, V. (2015). Nature of crustal terranes and the Moho in northern Costa Rica receiver function analysis. *Geochem. Geophys. Geosystems*, 11 (1), doi:10.1029/2009GC002795

Lirer, L., Sheridan, M. y Vinci, A. (1996). Deconvolution of pyroclastic grain-size spectra for interpretattion of transport mechanisms: an application to the AD 79 Vesuvio deposits. *Sedimentology* 43: 913-926.

Liu, E. J., Cashman K. V., Rust, A. C. (2015) Optimising shape analysis to quantify volcanic ash morphology. *Geo Res J* 8:14–30

Liu, E. J., Cashman, K. V., Rust, A. C. y Höskuldsson, **falta nombre** (2017). Contrasting mechanisms of magma fragmentation coeval magmatic and hydromagmatic activity: the Hverfjall Fires fissure eruption, Iceland. *Bull Volcanol.*, 79:68.

Llinares, M. A., Ortiz, R. y Marrero, J. M. (2004). *Riesgo volcánico*. Madrid, España. Ed, Dirección General de Protección Civil y Emergencias.

Long, A. y Rippeteau, B. (1974). Testing Contemporaneity and Averaging Radiocarbon Dates. *Amer. Antiquity*, 39 (2), 205-215.

López, A. (1999). *Neo- and Paleostress partitioning in the SW corner of the Caribbean plate and its fault reactivation potential* (Tesis Ph.D.). Tübinger Geoswissenschaftliche Arb., A (53), 1-294.

López, D. L., Soto, G. J., Alvarado, G. E., Barquero, R., Boschini, I., Fernández, J. F., Arias, F., Madrigal, L. (1994). The Hidrotermal Waters of Arenal Volcano, Costa Rica. GSA 1994 Annual Meeting, Seattle, pp. 24-27.

Lücke, O. H. (2012). Moho structure of Central America based on three-dimensional lithospheric density modelling of satellite derived gravity data. *Int. J. Earth Sci.*, 103, 1733-1745, doi:10.1007/s00531-012-0787-y.

Lücke, O. H. y Arroyo, I. G. (2015). Density structure and geometry of the Costa Rican subduction zoned from 3-D gravity modeling and local earthquake data. *Solid Earth*, 6, 1169-1183.

Madrigal, R., Rojas, E. (1980). Manual descriptivo del Mapa Geomorfológico de Costa Rica (escala 1.200.000). SEPSA, Imprenta Nacional, San José.

Macedonio, G., Costa, A. y Folch, A., (2008). Ash fallout scenarios at Vesuvius: numerical simulations and implications for hazard assessment. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 178(3), 366-377. doi:10.1016/j.volgeores.2008.08.014.

Malavassi, E. (1979). *Geology and Petrology of Arenal Volcano, Costa Rica*. M.Sc. Thesis, Univ. of Hawaii.

Malavassi, E. y Barquero, J. (1980). Cronología de las coladas de lava del volcán Arenal. *Bol. Vulcanología*, 9, 5.

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.

- Malavassi R., E. (1998). Vulnerabilidad del Proyecto Arenal Observatory Lodge. Inf. Interno, OVSICORI-UNA, Heredia, Costa Rica.
- Mandelbrot, B. B. (1982). *The fractal geometry of Nature*. W.H. Freeman and Company, New York.
- Marti, A., Folch, A., Jorba, O. y Janjic, Z. (2016). Volcanic ash modeling with the on-line NMMB/BSC-ASH-v1.0 model: model description, case simulation and evaluation. *Atmos Chem Phys Discuss*, doi:10.5194/acp-2016-881.2016
- Mastin, L.G. (2014). Testing the accuracy of a 1-D volcanic plume model in estimating mass eruption rate. *J. Geophys Res: Atmospheres* 119(5), 2474-2495
- Mastin, L. G., Randall, M. J., Schwaiger, H. F., y Denlinger, R. P. (2013). *User's guide and reference to Ash3d: a three-dimensional model for Eulerian atmospheric tephra transport and deposition*. 2013-1122. U. S. Geological Survey.
- Marini, L., Guidi, M., Fernández, J.F., Barquero, R., 1990. Análisis geoquímicas de las fuentes termales y frías del volcán Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*. 3 (6), 9-27.
- Marzocchi, W. y Bebbington, M. S. (2012). Probabilistic eruption forecasting at short and long time scales. *Bull. Volcanol.* 74, 1777-1807.
- Matson, M., (1984). The 1982 El Chichón volcano eruptions. - A satellite perspective. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 23, 1-10.
- Matumoto, T. (1968). Seismological observations at Mt. Arenal and other volcanoes in Costa Rica. Preliminary report (inédito, 3 p.).
- Matumoto, T. (1976). Prediction of a volcanic eruption implied from seismic data. *Rev. Geogr. Inst. Panamericano de Geografía e Historia*. 5, 285-293.
- Matumoto, T. y Latham, G.V. (1976). Results from the Arenal Seismic Network. Inf. Interno ICE.
- Matumoto, T. y Umaña, J. (1975). Informe sobre la erupción del volcán Arenal ocurrida el 17 de junio de 1975. *Inf. Interno ICE*, San José.
- Matumoto, T. y Umaña, J. (1976). Informe sobre la erupción del volcán Arenal ocurrida el 17 de junio de 1975. *Rev. Geogr. Inst. Panamericano de Geogr. e Historia* 5, 299-315.
- McClelland, L., Simkin, T., Summers, M., Nielsen, E. y Stein, T.C. (1989). *Global Volcanism 1975-1985*. Prentice Hall.
- Mele D., Costa, A., Sulpizio, R., Dioguardi, F., Isaia, **Falta nombre**, Macedonio, G. (2020). Total grain size distribution of components of fallout and implications for magma

fragmentation mechanisms: examples from Campi Flegrei caldera (Italy). *Bull. Volcanol.* 82, 31 <https://doi.org/10.1007/s00445-020-1368.8>

Melnik, O. y Sparks, R. S. J. (1999). Nonlinear dynamics of lava-dome extrusion. *Nature* 40,: 37-41

Mellors, R. A., Waitt, R. B. y Swanson, D. (1988). Generation of pyroclastic flows and surges by hot-rock avalanches from the dome of Mount St. Helens volcano, USA. *Bull. Volcanol.*, 50, 14-25.

Meloy, A. F. (2006). Arenal-type pyroclastic flows: A probabilistic event tree risk analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* ,157, 1-3.

Melson, W. G. (1978). Arenal Volcano (summary). En Arenal Project, march 16, Report 4, 22-44. Informe interno ICE.

Melson, W. G. (1982). Alternation between acidic and basic magmas in major explosive eruptions of Arenal volcano, Costa Rica. *Bol. Vulcanología*, 14, 65-74.

Melson, W. G. (1984). Prehistoric eruptions of Arenal volcano, Costa Rica. *Vínculos*, 10 (1-2), 34-59.

Melson, W. G. (1986). The cyclical nature of explosive volcanism. A petrological approach to volcano forecasting. *Procced Workshop Volcanic Hazards in California*, pp. 99-118.

Melson, W. G. (1988). Major Explosive Eruptions of Costa Rica Volcanoes: Update for Costa Rican Volcanism Workshop. Costa Rican Volcanism Workshop, Shyland, Virginia, (inedita) pp 6.

Melson, W. G. (1989). Las erupciones del volcán Arenal 1 al 13 de abril 1989. *Bol. Vulcanología*, 20, 15-22.

Melson, W. G. y Saénz, R. (1968). The 1968 eruption of Volcan Arenal: preliminary summary of field laboratory studies. Smithsonian Center for Short-Lived Phenomena, Report 7. Trad. Española: La erupción del volcán Arenal. Costa Rica en julio de 1968, *Rev. Geogr. Amer. Central*, 5-6, 55-148.

Melson, W. G. y Sáenz, R. (1973). Volume, energy and cyclicity of eruptions of Arenal Volcano, Costa Rica. *Bull. Volcanol.*, 37 (3), 416-437.

Melson, W. G., Umaña, J. E. y Evans, E. (1979). Arenal volcano: results of dry tild measurements. *SEAN Bull.*, 4 (2), 13-16.

Melson, W.G., Barquero, J. H., Saénz., R. y Fernández, E. (1986). Erupciones explosivas de importancia de Costa Rica. *Bol. Vulcanol.*, 16, 15-19.

Mendenhall et al. (2012). *Introduction to Probability and Statistics*. Duxbury Press, 744 pp.

Merino, J., 1968. Resumen de las observaciones hechas sobre la reciente erupción del volcán Arenal. *Inf. Semestral, Inst. Geogr. Nac.*, San José.

Metaxian, J. P., Lesage, P., Barquero, R., Creusoteon, A. (1996). Características espectrales de las señales sísmicas y estimación de Vp en la estructura superficial del volcán Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 6 (11-12), 23-44.

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).

Middleton, G.V. (1976). Hydraulic interpretation of sand size distribution. *J. Geology* 84, 405-426

Miller, C. F. (1966). *Operation ceniza-arena: The retention of fallout particle from volcano Irazú (Costa Rica) by plants and people*. Stanford Res. Inst., Merlo Park. (en algunas referencias como Miller y Lee, aunque depende del documento con que se disponga).

Minakami, T. (1974). Prediction of volcanic eruptions. En: Civetta, L., Gasparini, P., Luongo, G. y Rapolla, A. (eds.), *Physical Volcanology*. Elsevier, New York, pp. 313-333.

Minakami, T., Utibori, S. y Hiraga, S. (1969). The 1968 Eruption of Volcano Arenal, Costa Rica. *Bull. Earth. Res. Inst.* 47, 783B802.

MIVAH. (2005). *Informe de asentamientos en condición de precarios y en tugurio de la gran área metropolitana*. Ministerio de Vivienda y Asentamientos Humanos, San José.

Miyamura, S., 1980. *Sismicidad de Costa Rica*. Ed. Univ. Costa Rica, San José.

Montero, W. (1984). Informe sismológico del volcán Arenal, período de junio a agosto de 1984. *Dpto. Geología* (Informe Interno ICE), San José.

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. (1986). Períodos de recurrencia y tipos de secuencias sísmicas de los temblores interplaca en la región de Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central* 5, 35-72.

Mora, M. (1998). *Análisis espectral del tremor armónico del volcán Arenal (Costa Rica) y modelización de su fuente*. Tesis de Licenciatura, Escuela de Centroamericana de Geología, Univ. Costa Rica.

Mora, M. (2003). *Etude de la structure superficielle et de l'activite sismique du volcan Arenal, Costa Rica*. Ph. D. Thesis, Universite de Savoie.

Mora, M. M., Lesage, P., Dorel, J., Bard, P.-Y., Métaxian, J.-P., Alvarado, G. E. y Leandro, C. (2001). Study of seismic site effects using H/V spectral ratios at Arenal Volcano, Costa Rica. *Geophys. Res. Letters*, 28 (15), 2991-2994.

Mora, M. M., Lesage, P., Valette, B., Alvarado, G.E., Leandro, C., Métaxian, J.-P. y Dorel, J. (2006). Shallow velocity structure and seismic site effects at Arenal volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 152, 121-139.

Mora, M. M., Lesage, P., Donnadieu, F., Valade, S., Schmid, A., Soto, G.J., Taylor, W. y Alvarado, G.E. (2010). Joint seismic, acoustic and Doppler radar observations at Arenal Volcano, Costa Rica: Preliminary results. *VOLUME Project, School Geol. Sci.*, Dublin, pp. 330-340.

Mora, M. M., Lesage, P., Albino, F., Soto, G.J. y Alvarado, G.E., (2013). Continuous subsidence associated with the long-lasting eruption of Arenal Volcano (Costa Rica) observed by dry-tilt stations. En: Rose, W. I., Palma, J. L., Delgado-Granados, H. y Varley, N. (eds.): Understanding Open-Vent Volcanism and Related Hazards: *Geological Society of America Special Paper* 498: 45–56, doi:10.1130/2013.2498(03).

Mora, M. M., Lesage, P., Taylor-Castillo, W., Vergniolle, S., Fourel, L. y Soto, G. J. (2022). Evolution and dynamics of the open-vent eruption at Arenal volcano (Costa Rica, 1968-2010): what we learned and perspectives. *Bull. Volcanol.*, 84: 66, <https://doi.org/10.1007/s00445-022-01570-8>

Morales, L. D. (1986). Historia de la Sismología en Costa Rica. *Rev. Filosofía*, XXIV (59), 93-104.

Morales, L. D., Soley, J. F., Alvarado, G. E., Borgia, A. y Soto, G. J. (1988). Análisis espectral de algunas señales sísmicas y su relación con la actividad de los volcanes Arenal y Poás, Costa Rica. *Bol. Obs. Arenal*, 1 (2), 1-25.

Mora, I. y Amador, J. A. (2000). El ENOS, el IOS y la corriente en chorro de bajo nivel en el oeste del Caribe. *Tópicos Meteorológicos y Oceanográficos*, 7, 27-39.

Morales, R. y Liao, A. (1999): *Amenazas Volcánicas en Costa Rica: una estrategia de prevención*. *Revista Costarricense de Salud Pública*, 8, (15), 37-56.

MOVE (2011). *Assessing vulnerability to natural hazards in Europe: From Principles to Practice. A manual on concept, methodology and tools*. Methods for the Improvements of Vulnerability Assessment in Europe, Bonn.

Mueller, M. (1984). The Silencio Stratigraphic Sequence (Aprendiz A en Nelson, 1984). *Vínculos*, 10 (1B2): 51-55.

Müller, F., Burkhard, B. y Kroll, F. (2010). Resilience, integrity and ecosystems dynamics: bridging ecosystems theory and management. En Landform-structure, evolution, process control. Springer, Berlin, pp. 221-242.

- 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.
- Murtagh R. M., White J. D. (2013). Pyroclast characteristics of a subaqueous to emergent Surtseyan eruption, Black Point volcano, California. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 267, 75-91.
- 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.
- Newhall, C. G. y Hobblitt, R. P. (2002). Constructing event trees for volcanic crises. *Bull. Volcanol.*, 64, 3-20.
- Nieto-Torres, A., Guimarães, L. F., Bonadonna, C. y Frischknecht, C. (2021). A New Inclusive Volcanic Risk Ranking, Part 1: Methodology. *Frot. Earth Sci.* 9: 697451, doi: 10.3389/feart.2021.697451
- Núñez-Corrales, S. y Brenes-André, J. (2023). BALISTICA: A software suite for ballistic motion with applications to geophysics research and education. *Software Impacts* p.100488
- OMM. (2018). Sistemas de Alerta Temprana Multirriesgos: Lista de verificación. Organización Meteorológica Mundial.
- Oramas, D., Cole, P., Wadge, G., Alvarado, G.E. y Soto, G.J., (2012a) Spatial and temporal control on pyroclastic flow hazard at Arenal volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 45-64: 225-226.
- Oramas, D., Cole, P., Wadge, G., Alvarado, G.E. y Soto, G.J. (2012 b). Pyroclastic flow hazard at Arenal volcano, Costa Rica: escenarios and assessment. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 247-248, 74-92.
- 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.
- 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

Parat, F., Streck, M. J., Holtz, F. y Almeev, R. (2014). Experimental study into the petrogenesis of crystal-rich basaltic to andesitic magmas at Arenal volcano. *Contrib. Mineral Petrol* 168: 1040 doi 10.1007/s00410-014-1040-4

PAT. (2018). *Plan de acción temprana: Dispersión de cenizas volcánicas*. Cruz Roja Ecuatoriana.

Pawson, J., Rosenberg, M. D., Cronin, S. J. (2014). The application of a calibrated 3D ballistic trajectory model to ballistic hazard assessments at Upper Te Maari, Tongariro. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 286, 248-262.

Penning-Rowell, E. C., Tunstall, S. M., Tapsell, S. M. y Parker, D. J. (2000). The Benefits of Flood Warning: Red but Elusive, and Politically Significant. *J. Inst. Water and Environm. Man.*, 14: 7-14.

Pepe, S., Solaro, G., Ricciardi, G.P., Tizzani, P. (2008) On the fractal dimension of the fallout deposits: A case study of the 79 A.D. Plinian eruption at Mt. Vesuvius. *J. Volcanol. Geotherm., Res.*, 177, 288-299.

Peraldo, G. (1995). Actividad histórica del volcán Arenal. *Reflexiones*, 40, 3-15.

Popa, R.-G., Bachmann, O. y Huber, C. (2021). Explosive or effusive style of volcanic eruptions determined by magma storage conditions. *Nature Geoscience*, 14, 781-786.

Prado, A. (2023). Proyecto “Levantamiento de información Topográfica por medio de fotogrametría en el área de influencia de las erupciones del volcán Arenal, para actualizar los escenarios de riesgo”. Informe de levantamiento fotogramétrico GEOINN-CNE.

Pujol, R. (2012). Ordenamiento territorial para enfrentar amenazas naturales. En: Adamson, M. y Castillo, F. (eds.). *Desastres. Costa Rica en el tercer milenio: Desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad. Contrastes Vivos de Costa Rica*, pp. 158-175.

Pujol, R. y Pérez, E. (2012). *Crecimiento urbano en la región metropolitana de San José. Una exploración espacial y temporal de los determinantes del cambio de uso del suelo, 1986-2010*. Lincoln Institute of Land Policy.

Pujol, R. y Valentinuzzi, S. (2006). *Impacto sobre el turismo y la infraestructura de las amenazas naturales en la zona del Volcán Arenal*. Escuela de Ing. Civil, UCR, San José.

Quesada, J. A. (2009). Esto es La Fortuna. *Fortuna Actual*, junio-julio 2009, p. 4-5.

Quirós, T. (1954). Geografía de Costa Rica. Ministerio de Obras Públicas y Transportes e Inst. Geogr. de Costa Rica.

Reagan, M. K., Gill, J. B., Malavassi, E., García, M. O. (1987). Changes in magma composition at Arenal volcano, Costa Rica, 1968-1985: Real time monitoring of open system differentiation. *Bull. Volcanol.* 49, 415-434.

Reimer, P. J., Austin, W.E.N., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P. G., Ramsey, C. B., Butzin, M., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P. M., Guilderson, T.P., Hajdas, I., 386 Heaton, T. J., Hogg, A. G., Hughen, K.A., Kromer, B., Manning, S.W., Muscheler, R., 387 Palmer, J. G., Pearson, C., van der Plicht, J., Reimer, R.W., Richards, D. A., Scott, E.M., Southon, J. R., Turney, C.S.M., Wacker, L., Adolphi, F., Büntgen, U., Capano, M., Fahrni, S. M., Fogtmann-Schulz, A., Friedrich, R., Köhler, P., Kudsk, S., Miyake, F., Olsen, J., Reinig., F., Sakamoto., M., Sookdeo., A. y Talamo, S. (2020). The INTCAL20 northern hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 cal kBP). *Radiocarbon* 62(4), 725-757.

Renda, E., Rozas, M., Moscardini, O. y Torchia, N. P. (2017). *Manual para la elaboración de mapas de riesgo*. Programa Naciones Unidas para el Desarrollo (PNUD), Ministerio de Seguridad de la Nación, Argentina.

Robinson, C. S. (1943). *The thermodynamic of firearms*. McGraw Hill book Co., Inc., New York.

Roche, O., Gilbertson, M. A., Phillips, J. C. y Sparks, R. S. J. (2005) Inviscid behaviour of fines-rich pyroclastic flows inferred from experiments on gas-particle mixtures. *Earth and planetary science letters* 240: 401-414.

Rohery, D., Oppenheimer, C. y Glaze, L. (1990). Combining Landsat TM infrared data with an air photograph of an eruption of Volcan Arenal (6 February 1986). *Bol. Obs. Vulc. Arenal*. 3 (6): 4-8.

Rojas, L. (1999). Estudio de Riesgo Volcánico para el Complejo Turístico Tabacón. GEOTEC S.A.

Romero, J. E., Polacci, M., Watt, S., Kitamura, S., Tormey, D., Sielfeld, G., Arzilli, F., La Spina, G., Franco, L., Burton, M. y Polanco. E. (2021). Volcanic Lateral Processes in Mafic Arc Edifices: A Review of Their Driving Processes, Types and Consequences. *Frontiers in Earth Science*, doi: 10.3389/feart.2021.639825

Rosales I. A. (2015). Instituto de Innovación y Transferencia de Tecnología Agropecuaria. Manual de definición de clases y especificaciones cartográficas de la Leyenda CLC-CR, para la generación de mapas de uso y cobertura de la tierra de Costa Rica. San José. Costa Rica. SasPlanet. (2021). Imágenes satelitales. Recuperadas el 14 de agosto de 2021.

Rossi, E., Bonadonna, C. y Degruyter, W. (2019) A new strategy for the estimation of plume height from clast dispersal in various atmospheric and eruptive conditions. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 505, pp. 1-12.

Rowley. P.D., MacLeod, N.S., Kuntz, M.A. y Kaplan, A.M. (1985). Proximal bedded deposits related to pyroclastic flows of May 18, 1980, Mount St. Helens, Washington. *Geol. Soc. Am. Bull.* 96, 1373-1383.

Sachs, P.M., Alvarado, G.E. (1996). Mafic metaigneous lower crust beneath Arenal Volcano (Costa Rica): Evidence from xenoliths. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 6 (11-12): 71-78.

Sáenz, R. (1968). Sobre la erupción y efectos de la actividad reciente del volcán Arenal, julio-agosto de 1968. Dpto. Geología y Minas, San José.

Sáenz, R. (1977). Erupción del volcán Arenal en el año 1968. *Rev. Geog. Amér. Central*, 1: 5-6.

Sáenz, R. y Hantke, C. (1977). Arenal. *Bull. Volcanic Eruptions*. 15, 52-53.

Sandman, P. (2003). Four kinds of risk communication. *The Synergist*, 8, 26-27.

Sallarès, V., Dañobeitia, J. J. y Flueh, E. (2001). Lithospheric structure of the Costa Rican Isthmus: Effects of subduction zone magmatism on an oceanic plateau. *J. Geophys. Res.*, 106 (B1), 621-642.

Sapper, K. (1901). Die sudlichsten Vulkane Mittel-Amerikas. *Zeitschrift der Deutschen geologischen Gesellschaft*, 53, 24-51.

Sapper, K. (1913). *Die mittelamericanischen Vulkane*. Gotha: Peterm. Mitt.

Sapper, K. (1937). *Mittelamerika. Handbuch der Regionalen Geologie*. Heidelberg: Carl Winter's Universitätsbuchhandlung.

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

Sarna-Wojcicki, A. M., Shipley, S., Waitt, R.B., Dzurisin, D., Wood, S.H. (1980). Areal distribution, thickness, mass, volume, and grain size of air-fall ash from the six major eruptions of 1980. En Lipmann, P. W. y Mullineaux, D. R.(eds.). *The 1980 eruption of the Mount St. Helens, Washington (U.S. Geological Survey, Professional Paper, 1250, pp. 577-600.*

Sawdo R. M., Simon, I. (1969). Tiltmeter installation Arenal volcano in Costa Rica. Informe de Arthur D. Little, Inc. Cambridge, E.U.A.

Scandone, R. (1983). Problems related with the evaluation of volcanic risk. En Tazieff, H., Sabroux, J. C. (Eds.), *Forecasting Volcanic Events, Developments in Volcanology*, 1, 57- 69; Elsevier, Amsterdam.

Scandone, R., Giacomelli, L., y Gasparini, P. (1993). Mt. Vesuvius: 2000 years of volcanological observations. *Journal of volcanology and geothermal research* 58, 5-26

Schilling, S. P. (1998). LAHARZ; *GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones*. 98-638. U. S. Geological Survey.

Schilling, S. P. (1998). LAHARZ; *GIS programs for automated mapping of lahar-inundation hazard zones*. 98-638. U. S. Geological Survey.

Schilling, S.P. (2014). *Laharz_py: GIS Tools for Automated Mapping of Lahar Inundation Hazard Zones*. U.S. Geological Survey Open-File Report 2014-1073, 78 pp., <http://dx.doi.org/10.3133/ofr20141073>.

Schindlbeck, J. C., Kutterolf, S., Freundt, A., Alvarado, G. E., Wang, K.-L., Straub, S. M., Hemming, S. R., Frische, M. y Woodhead, J. D. (2016a). Late Cenozoic tephrostratigraphy offshore the southern Central American Volcanic Arc. 1. Tephra ages and provenance. - *Geochem. Geophys. Geosyst.* 17, doi. 10.1002/2016GC006503.

Schindlbeck, J. C., Kutterolf, S., Freundt, A., Straub, S. M., Vanucchi, P. y Alvarado, G. E. (2016b). Late Cenozoic tephrostratigraphy offshore the southern Central American Volcanic Arc. 2. Implications for magma production rates and subduction erosion. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17. DOI: 10.1002/2016 GC 006504

Scollo, S., Del Carlo, P. y Coltelli, M. (2007). Tephra fallout of 2001 Etna flank eruption: Analysis of the deposit and plume dispersion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 160, 147-164.

Scollo, S., Coltelli, M., Bonadonna, C. y Carlo, P. (2013). Tephra hazard assessment at Mt. Etna (Italy). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 3221-3233.

Schmitt, A. K., Danišik, M., Aydar, E., Şen, E., Ulusoy, I., Lovera, O. M. (2014). Identifying the Volcanic Eruption Depicted in a Neolithic Painting at Çatalhöyük, Central Anatolia, Turkey. *PLoS ONE* 2014 9(1); e84711. doi: 10.1371/journal.pone.0084711. pmid:24416270

Schneider, D. J., Rose, W. I., Coke, L.R., Bluth, G.J.S., Sprod, I. E. y Krueger, A.J. (1999). Early evolution of a stratospheric volcanic eruption cloud as observed with TOMS and AVHRR. *J. Geophys. Res.*, 104, 4037-4050.

Selva, J., Orsi, G., Di Vito, M., Marzocchi, W., Sandri, L. (2012). Probability hazard map for future vent opening at the Campi Flegrei caldera, Italy. *Bulletin of Volcanology* 74, 497-510. doi:10.1007/s00445-011-0528-2

Schneider, D. J., Rose, W. I., Coke, L. R., Bluth, G. J. S., Sprod, I. E. y Krueger, A. J. (1999). Early evolution of a stratospheric volcanic eruption cloud as observed with TOMS and AVHRR. *J. Geophys. Res.*, 104, 4037-4050.

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.

Schweizer, P. J. y Renn, O. (2019): Governance of Systemic Risks for Disaster Prevention and Mitigation. *Contributing Paper to GAR 2019*. http://www.preventionweb.net/files/66695_f431finalschweizergovernanceofsyste.pdf

Scollo, S., Del Carlo, P. y Coltelli, M. (2007). Tephra fallout of 2001 Etna flank eruption: Analysis of the deposit and plume dispersion. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 160, 147-164.

Scollo, S., Coltelli, M., Bonadonna, C. y Carlo, P. (2013). Tephra hazard assessment at Mt. Etna (Italy). *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 3221-3233.

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

Scott, L. M., y Janikas, M. V. (2010). Spatial statistics in ArcGIS. In *Handbook of applied spatial analysis* (pp. 27-41). Springer, Berlin, Heidelberg.

Seinfeld, J. H. y Pandis, S. N. (2006, 2 ed.). *Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change*. John Wiley & Sons, New York.

Seropian, G., Kennedy, B. M., Walter, T., R., Ichihara, M. y Jolly, A. D. (2021). A review framework of how earthquakes trigger volcanic eruptions. *Nature Communications*, doi.org/10.1038/s41467-021-21166-8

Shea, J.H. (1974). Deficiencies of elastic particles of certain sizes. *J. Sed. Petrology*, 44: 985-1003.

Sheridan, M. F. (1971). Particle-size characteristics of pyroclastic tuffs. *J. Geophys. Res.*, 76, pp. 5627-5634.

Sheridan, M. F. y Updike, R. G. (1975). Sugarloaf Mountain tephra- A pleistocene ryolithic deposit of base surge origin in northern Arizona, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 86, 571-581.

Shetts, P.D. y Muller. M. (1984). Investigaciones arqueológicas en la Cordillera de Tilarán, Costa Rica 1984. *Vínculos*, 10 (1-2), 1-236.

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*. Smithsonian Institution, Univ. California Press, Londres.

Sigurdsson, H., Carey, S.N. y Fisher, R.V. (1987) The 1982 eruption of El Chichon volcano, Mexico (3): Physical properties of pyroclastic surges. *Bull. Vulcanol.* 49, 467-488.

Simkim, T. (1968). Mt. Arenal volcanic eruption. Costa Rica. 29 July-3 Aug: Event Chronology. Smithsonian Center for Short-lived Phenomona.

Simkim, T., Siebert, L. (1994). *Volcanoes of the world-Geoscience*. Press Smithsonian Inst.

Simkin, T. y Sieber, L. (2000). Earth's volcanoes and eruptions: An Overview. En: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H y Stix, J. (eds.): *Encyclopedia of Volcanoes*, Academic Press, pp. 249-261.

Simkin, T., Sigbert, L., McClelland, L., Bridge, D., Newhall, C., Latter, J. H., 1981. *Volcanoes of the World*. Smithsonian Institution, Hushinson Ross Pabl. Co, Pennsylvania.

Simmons, J., Elsworth, D. y Voight, B., (2004). Instability of exogenous lava lobes during intense rainfall. *Bulletin of Volcanology*, 66 (8), 725-734.

Simon, I., Sawdo, R., Saénz, R., Melson, W.G. (1969). Preliminary Results from Tilmeter Recording at Arenal Volcano, Costa Rica. EOS (Trams. Amer. Geophys Union).

Simon, I., Sawdo, R., Saénz, R., Melson, W.G. (1970). Preliminary results from tiltmeter recording at Arenal Volcano, Costa Rica. Arthur D. Little. Inc. Cambridge, E.U.A.

Sistema Nacional de Protección Civil Mexicana (s. f). Peligros volcánicos. 319-infografapeligrosvolcnicos (www.gob.mx)

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.

Solano, E. (1964). Dermatología y Ceniza. *XXXII Congreso Médico Nacional*, pp. 51-55, <https://www.binasss.sa.cr>

Soto, G. J. (1991). Análisis de inclinometría seca de el volcán Arenal, 1988-90. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 4 (7), 33-61.

Soto, G. J. (1993). Las lavas de octubre 1991 a octubre 1992 del volcán Arenal. *Informe Interno ICE, OSV*. 93.3, San José.

Soto, G. J. (1997a). La actividad del volcán Arenal durante 1994. *Bol. OSIVAM*, 7 (13-14): 53B57.

Soto, G. J. (1997b). La actividad del volcán Arenal durante 1995. *Bol. OSIVAM*, 8 (15-16), 56-61.

Soto, G. J. (1998). Ceniza eruptada por el volcán Arenal, 1992-1997. *Bol. OSIVAM*, 10 (19-20), 14-24.

Soto, G. J. (2004). Preparación del mapa de peligros volcánicos del Volcán Arenal y la implementación de las recomendaciones al mapa de restricción del uso del suelo en el Volcán Arenal. Informe de Consultoría para la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias.

Soto, G. J. (2007). Contribución de Geocientíficos Japoneses en Costa Rica durante los Decenios de 1960-70. *Diálogos Revista Electrónica de Historia*, 7 (2), 118-144 (<http://historia.fes.ucr.ac.cr/dialogos.htm>)

Soto, G. J. (2008). Coladas de lava formadoras de abanicos de bloques en el volcán Arenal (Costa Rica): mecanismos, facies e implicaciones para los estudios aplicados de terrenos volcánicos. IX Congreso Geológico de América Central y VI Congreso Geológicos Nacional, San José, pp. 179-180.

Soto, G. J. y Barquero, R. (1991). Volcán Arenal: Resumen de la actividad durante el período julio-diciembre de 1991. *Arenal Volcano: Summary of the Activity during the Period July-December. Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 4 (8), 2-6.

Soto, G.J. y Arias, F. (1998). Síntesis de la actividad del volcán Arenal, año 1996. *Bol. OSIVAM*, 9 (17-18), 11-18.

Soto, G. J. y Alvarado, G. E. (2006). Eruptive history of Arenal Volcano, Costa Rica, 7 ka to present. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157, 254-269.

Soto, G. J. y Sjöbohm, L. (2005). Sobre el mapeo de los peligros volcánicos del Arenal (Costa Rica) como una herramienta para la planificación del uso del suelo y la mitigación de desastres. *Memoria VIII Seminario de Ingeniería Estructural y Sísmica*, San José.

Soto, G. J. y Sjöbohm, L. (2006). Amenaza volcánica a la infraestructura vial en el Arenal. *Memorias IX Seminario Nacional de Geotecnia*, San José, Costa Rica, 16-17 de noviembre 2006, 13 pp.

Soto, G. J. y Sjöbohm, L. (2007). Los peligros volcánicos del Arenal. *Entorno a la Prevención*, San José, Costa Rica, 4, 21-26.

Soto, G. J., Arias, F. y Barquero, R. (1992). Resumen de la actividad del volcán Arenal durante 1992. Summary of Arenal's volcanic activity during 1992. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 5, (9-10), 7-23.

Soto, G. J., Arias, F., Alvarado, G. E., Madrigal, L. A. y Barquero, R. (1996). Resumen de la actividad del volcán Arenal durante 1993. Summary of Arenal's volcanic activity during 1993. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 6 (11-12): 5-22, 1993; San José.

Soto, G. J., López, D. L., Fernández, J. F., Alvarado, G. E. (1995). Caracterización geoquímica de las aguas termales del Arenal (Costa Rica) dentro de su marco geovulcanológico. *V Congreso Nacional de Recursos Hídricos*, Memoria Técnica, Costa Rica, pp. 40B50.

Soto, G. J., Alvarado, G. E., Madrigal, L. A. (1996). Las posibles erupciones del volcán Arenal en 1915 y 1922. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 6 (11-12), 45-52.

Soto, G. J., Arias, F., Alvarado, G. E., Madrigal, L. A., Barquero, R. (1996). Resumen de la actividad del volcán Arenal durante 1993. Summary of Arenal's volcanic activity during 1993. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 6 (11B12): 5B22.

Soto, G. J., Alvarado, G. E., Ghigliotti, M. (1998). El registro eruptivo de Arenal en el lapso 3000B700 años antes del presente y nuevas deducciones sobre la edad del volcán. *Bol. OSIVAM*, 9 (17-18), 19-49.

Soto, G. J., Alvarado, G.E., Bonilla, J., Madrigal, J., Mata, A., Ramírez, R., Rojas, L., Salazar, J., Tristán, E., Villegas, A. (2000). Las facies proximales de la gran erupción piroclástica basáltica ET-3 del volcán Arenal. *Bol. OSIVAM*, 12 (23-24), 54-63.

Sparks, R. S. J., Aspinall, W. P., Croweller, H. S. y Hincks, T. K. (2013). Risk and uncertainty assessment of volcanic hazards. En **Roudiger**, J., Sparks, S. y Hill, L. (Eds.), *Natural hazards* (pp. 364-397). Cambridge: Cambridge Univ. Press.

Steinberg, G. S. y Lorenz, V. (1983). External Ballistic of Volcanic Explosions. *Bull. Volcanol.* 46 (4), 333-348.

Stix, J. (2018). Understanding Fast and Slow Unrest at Volcanoes and Implications for Eruption Forecasting. *Front. Earth Sci.* 6: 56, doi: 10.3389/feart.2018.00056

Stix, J. y de Moor, J. M. (2018). Understanding and forecasting phreatic eruptions driven by magmatic degassing. *Earth, Planets and Space*. <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0855-z>

Stoiber, R. y Carr. M. (1973). Quaternary volcanic and tectonic segmentation of Central America. *Bull. Volcanol.*, 37, 304-325.

Streck M. J. y Wacaster, S. (2006). Plagioclase and pyroxene hosted melt inclusions in basaltic andesites of the current eruption of Arenal volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 157, 236-253.

Streck, M. J., Dungan, M. A., Malavassi, E., Reagan, M. K., Bussy, F. (2002). The role of basalt replenishment in the generation of basaltic andesites of the ongoing activity at Arenal Volcano, Costa Rica: evidence from clinopyroxene and spinel. *Bull. Volcanol.* 64, 316-327.

Streck MJ, Dungan MA, Bussy F, Malavassi E (2005) Mineral inventory of continuously erupting basaltic andesites at Arenal volcano, Costa Rica: implications for interpreting monotonous, crystal-rich, mafic arc stratigraphies. *J Volcanol Geoth Res* 140:133–155

Stull, R. B. (1988). *An introduction to boudary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, and London.

Sundborg., A. (1996). Prediction of the lifetime of the reservoir. En: Larsson, S., Sundborg, A (eds.): *The Arenal Reservoir Project. Final Report AB Hydroconsult, Uppsala, Suecia*, pp. 107B118.

Suzuki, T. (1983). The theoretical model for dispersion tephra. In Shimozuru, D. y Yokoyama, I. (eds.): *Arc Volcanisms: physic and tectonics*. pp. 94-113. Terra Scientific publishing company, Tokio.

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

Szramek, L., Gardner J.E., Larsen J. (2006). Degassing and microlite crystallization of basaltic andesite magma erupting at Arenal Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol Geoth. Res.* 157, 182-201.

Tazieff, H. y Sabroux, J. C. (1983). Forecasting volcanic events (Developments in Volcanology; 1). Elsevier, Amsterdam.

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. (1983). La cadena volcánica Cuaternaria de Costa Rica: Composiciones químicas de las lavas, presencia de dos tipos de series. *Inf. Semestral julio a dic.*, San José.

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

Trejos Hermanos (1925, eds.). *Geografía ilustrada de Costa Rica* (5^{ta} ed.): Tipografía de Trejos Hermanos.

Trejos, J. F. (1959). *Geografía de Costa Rica. Física, Política y Económica*: Imprenta Universal, San José.

Tsunematsu, K. y Bonadonna, C. (2015). Grain-size features of two large eruptions from Cotopaxi volcano (Ecuador) and implications for the calculation of the total grain-size distribution. *Bull. Volcanol.*, 77: 64 DOI 10.1007/s00445-015-0949-4

Turcotte, D. L. (1986). Fractals and fragmentation. *J. Geophys. Res.*, 94, 1867-1887.

Turcotte, D. L. (1986) Fractals and fragmentation. *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 91 (B2): 1921-1926. <https://doi.org/10.1029/JB091iB02p01921>

Turcotte, D. L. (1997) *Fractals and Chaos in Geology and Geophysics*. Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge, 398 p. <http://dx.doi.org/10.1017/>

Umaña, J. E., Mainieri, A., Bruce, E., Alfonso, P., Fernández, M., Rivet, J., Pautre, A. y Edmond, R. (1972). Informe geológico de progreso del proyecto Hidroeléctrico de Arenal. Informe interno, Inst. Costarricense de Electricidad, San José, Costa Rica.

Umaña, J. E., Mainieri, A., Afonso, P., De la Torre, P. y Laporte, G. (1973). Informe geológico y viabilidad, Proyecto Arenal, Dpto de Geología, (Inf. Interno ICE), San José, Costa Rica.

Umaña, J. E., Mainieri, A. y Mojica, E. (1974). Primer informe de Progreso al Proyecto de Arenal. Depto. Geología (Informe Interno ICE), San José, Costa Rica.

Umaña, J. E., Güendel, F. y Pautre, A. (1979a). Auscultation Sismique Avant et pendant le remplissage du reservoir d' Arenal (Costa Rica). Treizième Congrès des Grans Barrages, New Delhi, 1257-1274.

Umaña, J. E., Güendel, F. y Pautre, A. (1979b). Contribución d' un barrage dans une zone sismiquement et volcanologiquement active. *Bull. Inter. Assoc. Eng. Geol.* 20, 117-120.

UNISDR. (2006). Desarrollo de Sistemas de Alerta Temprana: Lista de comprobación. Tercera Confer. Inter. Alerta Temprana, Bonn, <http://www.unisdr.org/2006/ppew/info-resoruces/ewc3/checklist/English.pdf>

UNDRR. (2009). *Terminología de la UNDRR sobre reducción del riesgo de desastres 2009*. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres.

UNDRR. (2011). *Informe de Evaluación Global sobre Reducción del Riesgo de Desastres 2011*. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres

UNDRR. (2013). *Informe de Evaluación Global sobre Reducción del Riesgo de Desastres 2013*. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres.

UNDRR. (2015). *Informe de evaluación global sobre la reducción del riesgo de desastres 2015*. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres.

UNDRR. (2017). *Terminología de la UNDRR sobre Reducción del Riesgo de Desastres 2017*. Oficina de las Naciones Unidas para la Reducción del Riesgo de Desastres.

UNDRR. (2019). *Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction*. United Nations Office for Disaster Risk Reduction (UNDRR), Geneva, Suiza.

UNISDR. (2015). *Impacto de los desastres en América Latina y el Caribe 1990-2013. Tendencias y estadísticas para 22 países*. UNISDR, AECID, Corporación OSSO.

UNISDR. (2017). *Cómo desarrollar ciudades más resilientes*. Manual para líderes de los gobiernos locales. United Nations Office for Disaster Reduction (UNISDR), Ginebra.

USAID. (2019). *Material de referencia del curso de reducción del riesgo de desastres CRRD*. United States Agency International Development (versión 09/05/2019). USAID/OFDA/LAC.

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

USGS OFR 2013-1122 ver 2.0: User's guide and reference to the Web interface of Ash3d-A three-dimensional model for atmospheric tephra transport and deposition. Open-file Report 2013-1122. Version 2.0, April 2021

Vallance, J. W. y Iverson, R. M. (2015). Lahars and their deposits. In *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second Edition) (pp. 649-664).

Van der Bilt, H., Paniagua, S., Avila, G. (1976). Informe sobre la actividad del volcán Arenal iniciada el 17 de junio, 1975. *Rev. Geof. Inst. Panamericano de Geogr. e Historia*, 5, 295-298.

Van der Laat R. (1986). Metodologías geodésicas para la predicción y vigilancia volcánica: Su aplicación en Costa Rica. *Rev. CIAF*. 2 (1-3): 90-102.

Van der Laat, R. (1988). Deformaciones asociadas al vulcanismo activo de Costa Rica entre 1981 y 1988. *Costa Rica Volcanism Workshop*, Skland, Shenandoah Nat. Park, Virginia, pp. 12.

Van der Laat, R. (2003). Zonas de restricción y planificación del territorio en áreas volcánicas. *Rev. CFIACR*, 50, 8-9; San José.

Vargas, G. (1985). La sucesión vegetal primaria en una región de vulcanismo reciente en el volcán Arenal y alrededores, Costa Rica. *Rev. Biol. Trop.*, 33 (2), 171-183.

Vargas, G. (1987). Análisis de las formaciones vegetales y uso del suelo de la cordillera de Tilarán y la cuenca inferior del río Bebedero, Costa Rica. *Geoistmo*, 1 (1): 67-91.

Vargas, J. (2003). Crecimiento y desarrollo de la infraestructura turística de La Fortuna de San Carlos, Alajuela 19722002. <https://revistas.ucr.ac.cr/index.php/reflexiones/article/view/11370>

Vargas, G., Cortes, V. y Zuñiga, W. (1992). Evolución de la dinámica vegetal entre 1985 y 1993 sobre las lavas recientes (1968-92) y flujos piroclásticos (1968) del volcán Arenal. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 5 (9-10), 31-51.

Vargas, W. (2012). Vulnerabilidad de los sistemas vitales de Costa Rica: Infraestructura vial, energía eléctrica y telecomunicaciones. En Adamson, M. y Castillo, F. (eds.). *Desastres. Costa Rica en el tercer milenio: Desafíos y propuestas para la reducción de vulnerabilidad*. Contrastes Vivos de Costa Rica, pp. 76-126.

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).

Visher, G. S. (1969) Grain size distribution and depositional processes. *J. Sedimentary Res.*, 39, 1074-1106.

Vitturi, M.M., Engwell, S.L., Neri, A., Barsotti, S. (2016) Uncertainty quantification and sensitivity analysis of volcanic columns models; Result from the integral model PLUME-MoM. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 326, 77-91

Wadell, H. (1934). The coefficient of resistance as a function of Reynolds number for solids of various shapes. *J. Franklin Institute* 217, 459- 490.

Wadge, G. (1981). The magma budget of Volcan Arenal, Costa Rica from 1968 to 1980. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 19, 281-302.

Wadge, G. (1982). El campo de flujos de lava 1968-1980 y las tasas de erupción del Magma en el volcán Arenal. *Bol. Vulcanología*, 14, 75-78.

Wadge, G. (1983). The magma budget of Volcán Arenal, Costa Rica, from 1968 to 1980. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 19, 281-302.

Wahler, W.A., Associates., 1973. Arenal Hydroelectric Project, Tilaran Earthquake, April 14. Wakler & Associates, California (Inf. Interno), San José.

Wahler, W. A., Associates. (1977). Seismicity and design earthquake-Arenal dam. (Inf. Interno ICE), San José.

Waldron, H. (1968). The 1968 eruption of Arenal volcano, Costa Rica. *Reporte, U.S. Geol. Surv. American Embassy* (inédita), San José.

Walker, G. P. L. (1971). Grain-size characteristics of pyroclastic deposits, *J. Geol.*, 79, 696-714.

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

Walker, G. P. L. (1982). Volcanic hazards. *ISR Interdiscip. Sci. Rev.* 7, 148-157.

Walton, E.K., Stephens, W.E. and Shawa, M.S. (1980) Reading segmented grain-size curves. *Geological Magazine* 117: 517-524. DOI: <https://doi.org/10.1017/S0016756800028879>

Waring, G. A. (1965). *Thermal Springs of the United States and Other Countries of the World –A Summary*. Geol. Surv. Prof. Paper, 492.

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.

Watson, F. (2003). Environmental History. En: *The Scottish Historical Review*, 82 (14), 285-294.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* 30, 377-392.

Wentworth, C.K., 1929. Method of computing mechanical composition types of sediments. *Geological Society America Bulletin*, 40, 771-790.

White J, Valentine G (2016) Magmatic versus phreatomagmatic fragmentation: absence of evidence is not evidence of absence, in 2015 AGU Fall Meeting Abstracts. AGU V33B–3108

Whiteman, C. D. (2001). Mountain meteorology: fundamentals and applications. *Falta revista* ISBN:9780195132717 Doi: 10.1093/oso/9780195132717001

Williams-Jones, G. y Stix, J. (1977). RN, CO₂ and SO₂ degassing at Arenal Volcano, Costa Rica. Volcanic activity and the environment, IAVCEI General Assembly, Abstracts, Puerto Vallarta, pp. 77.

Williams-Jones, G., Stix, J., Heiligmann, M., Barquero, J., Fernandez, E. y Gonzalez, E.D., (2001). A model of degassing and seismicity at Arenal Volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 108, 121-139.

Wilson, L. (1972). Explosive volcanic eruptions – II. The atmospheric trajectories of pyroclasts. *Geophys. J. R. astr. Soc.* 30, 381-392.

Wilson, C. J. (2017). Volcanoes: characteristics, tipping points, and those pesky unknown unknowns. *Elements* 13 (1), 41-46.

- 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.
- Whiteman, C. D. (2000). *Mountain meteorology: fundamentals and applications*. University Press, New York y Oxford. Doi: 10.1093/oso/9780195132717001
- Wieland, M. y Mueller, R. (2009). Dam safety, emergency action plans and water alarm systems. *Int. Water & Dam Construction*, enero, 34-38, www.waterpowermagazine.com.
- Wilcox, R. E. (1959). Some effects of recent volcanic ash falls with special reference to Alaska. *U. S. Geological Survey Bull.* 1028-N, 409-426.
- Wille, A. y Fuentes, G. (1975). Efecto de la ceniza del volcán Irazú (Costa Rica) en algunos insectos. *Rev. Biol. Tropical*, 23 (2), 165-175.
- Williams, S. N. y Self, S. (1983). The October 1902 Plinian eruption of Santa María volcano, Guatemala. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 16, 33-56.
- Williams, G. T., Kennedy, B. M., Wilson, T. M., Fitzgerald, R. H., Tsunematsu, K., y Teissier, A. (2017). Buildings vs. ballistics: Quantifying the vulnerability of buildings to volcanic ballistic impacts using field studies and pneumatic cannon experiments. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.06.026
- 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.
- Wilson, T. M., Stewart, C., Sword-Daniels, V., Leonard, G. S., Johnston, D. M., Cole, J. W., Wardman, J., Wilson, G. y Barnand, S. T. (2012). Volcanic ash impacts on critical infrastructure. *Physics and Chemistry of the Earth*, 45-46, 5-23.
- Witham, C. S. (2005). Volcanic disasters and incidents: A new database. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 148(3-4), 191-233. DOI: 10.1016/j.jvolgeores.2005.04.017
- Wohletz, K. H., Sheridan, M. F. y Brown, W. K. (1989). Particle size distribution and the sequential fragmentation/transport theory applied to volcanic ash. *J. Geophys. Res.*, 94, 15703-15721.
- Wohletz, K., Orsi, G., de Vita, S. (1995) Eruptive mechanisms of the Neapolitan Yellow Tuff interpreted from Stratigraphic, Chemica, and granulometric data. *J. Volcanol Geotherm Energy*, 67, 263-290.

Woods, A. (2013) Sustained explosive activity: volcanic eruption columns and hawaiian fountains. En Fagents, S. A., Gregg, T. K., Lopes, R. M. C. (eds.) *Modelling volcanic processes: the physics and mathematics of volcanism* (pp.

Wright, H. M. N., Cashman, K. V., Rosi, M. y Cioni, R. (2007). Breadcrust bombs as indicators of Vulcanian eruption dynamics at Guagua Pichincha volcano, Ecuador. *Bull. Volcanol.*, 69(3), 281-300, doi:10.1007/s00445-006-0073-6.

Yew, C. H. y Taylor, P. A., (1994) A thermodynamic theory of dynamic fragmentation : *International Journal of Impact Engineering*, 15, pp. 385-394. [https://doi.org/10.1016/0734-743X\(94\)80023-3](https://doi.org/10.1016/0734-743X(94)80023-3)

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. I. y Scarpa, R. (1984). *International Mobile Early-Warning Systems for volcanic eruptions and related seismic activities*. Unesco, FP/2106-82-01 (2286).

Zapata, M. I., Soto, G. J., 1990. Lahares antiguos y recientes en el volcán Arenal, Costa Rica. *Bol. Obs. Vulc. Arenal*, 3 (5), 4-28.

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 I)*. EUNED, San José.

Zimanowsky, B., (1998). Phreatomagmatic Explosions, En: Freundt, A. y Rosi, M. (eds), *From Magma to Tephra*, 25-53.

Zimmer, M. M. (2002). *Volatile chemistry of the Costa Rican segment of the Central American volcanic arc* (Tesis de M. Sc.). The Univ. of New Mexico, Albuquerque.

Zimmer, M. M., Fisher, T. P., Hilton, D. H., Alvarado, G.E., Sharp, Z. D. y Walker, J. A. (2004). Nitrogen systematics and gas fluxes of subduction zones: Insights from Costa Rica arc volatiles. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(5), 1-19, doi: 10.1029/2003GC000651.

Zimmermann, J. L., Cheminée, J. L., Delorme, H. (1987). Chemical analyses and diffusion studies of gases in andesitic lavas: Arenal Volcano (Costa Rica). *Chemical Geol.*, 61 (1-4), 299-308.

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