



EDITORES:

Enrique A. Castellanos Abella

João P. G. Carvalho

Lina Marcela Castaño

AMENAZAS GEOLÓGICAS EN IBEROAMÉRICA

Casos de estudio sobre Movimientos en Masa,
Terremotos y Volcanes



ASGMI
Asociación de Servicios
de Geología y Minería
Iberoamericanos

AMENAZAS GEOLÓGICAS EN IBEROAMÉRICA

Casos de estudio sobre movimientos
en masa, terremotos y volcanes



ASGMI
Asociación de Servicios
de Geología y Minería
Iberoamericanos

AMENAZAS GEOLÓGICAS EN IBEROAMÉRICA

Casos de estudio sobre movimientos
en masa, terremotos y volcanes

Editores

Enrique Armando Castellanos Abella, Ministerio de Energía y Minas (MINEM), Cuba
João P. G. Carvalho, Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), Portugal
Lina Marcela Castaño, Servicio Geológico Colombiano (SGC), Colombia

Colaboradoras

Gracia Olivenza, Secretaria General de ASGMI
Virginia Luengo, Secretaría ASGMI

Fotos empleadas en el libro:

Cubierta: Volcán Tajogaite (12-12-2021), David Sanz-Mangas, España
Contracubierta arriba: Deslizamiento Pimampiro, Juan Carlos Reina, Ecuador
Contracubierta abajo: Deslizamiento en río Santa Cruz, Condor Cliff, Santa Cruz, Alejandro Celli, Argentina
Página 11: Colapso de río Verde, Juan Carlos Reina, Ecuador
Página 105: Terremoto de Lorca, Raúl Pérez, Murcia, España.
Página 151: Volcán Tajogaite (2021), David Sanz Mangas, Isla de La Palma, Islas Canarias, España.

Diseño y Maquetación

Marta Sacristán, Rabalán Comercial S.L.

©Todos los derechos reservados ASGMI, 2025

© Sobre la presente edición. Grupo de Expertos de Amenazas Geológicas (GEAG), ASGMI

ISBN: 978-84-09-81054-3

ASGMI

Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanas
C/ Ríos Rosas, 23 – 28003 Madrid
(+34) 616 516 817
asgmi@asgmi.org

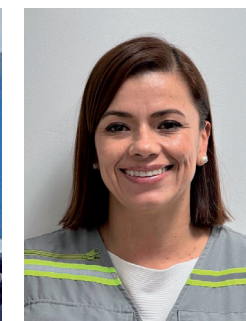
EDITORES

Enrique A. Castellanos Abella
João P. G. Carvalho
Lina Marcela Castaño



Prefacio

Es un placer para nosotros, después de casi dos años de intenso trabajo, presentarles este libro de casos de estudio sobre las amenazas geológicas en Iberoamérica. La idea surgió de una reunión del Grupo de Trabajo de Amenazas



los propios autores. A todos ellos les agradecemos por sus valiosas contribuciones. Sinceramente, consideramos que, gracias a este trabajo conjunto, todos hemos aprendido algo más. También queremos expresar

nuestro agradecimiento a Gracia y Virginia, de la Secretaría de la ASGMI, quienes participaron directa e indirectamente en este empeño, así como a Marta, quién se encargó del diseño final y maquetación del libro.

Geológicas (GEAG) de la Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos (ASGMI). En esta reunión, los miembros del grupo, expertos en amenazas de los diversos servicios geológicos nacionales, conversamos sobre diferentes propuestas y consideramos viable hacer un libro con casos de estudio de movimientos en masa, terremotos y volcanes. La idea original, y lograda, fue hacer trabajos cortos, de cuatro a seis páginas, donde se ilustrara tanto los eventos que suceden en nuestra región, como las investigaciones que los expertos de los servicios geológicos nacionales realizan en estos temas.

Iberoamérica es una región marcada por la tectónica de placas, donde las amplias zonas de subducción generan una extensa e intensa actividad volcánica, acompañada de una notable actividad sísmica. Aunque las erupciones volcánicas con efectos devastadores son menos recurrentes, generalmente estas zonas han desarrollado un relieve con alturas de rango mundial, cuyas pendientes generan movimientos en masa de gran tamaño. De manera similar, en los límites transformantes no hay actividad volcánica, pero sí una alta actividad sísmica y un notable relieve que también origina movimientos en masa. Asociado a estas zonas hay grandes asentamientos humanos y un desarrollo importante de la infraestructura. Esta combinación de amenaza, vulnerabilidad y exposición, provoca una condición de riesgo alto en la cual se desarrolla la vida y la economía de nuestros países. Las tres amenazas abordadas en este libro tienen un importante impacto en la economía, calidad de vida y seguridad de las poblaciones iberoamericanas, que alcanzan cerca de 670 millones de habitantes distribuidos en 22 países.

Inicialmente, se previó un trabajo por cada país para cada amenaza, pero en la práctica se obtuvieron, en algunos casos, más de un trabajo por país. Asimismo, algunos países no completaron los trabajos en las tres amenazas. Esto se debe a las asimetrías que tenemos en los países de la ASGMI, donde varios aún no tienen una entidad geológica nacional como tal, y también a que, en ciertos países los servicios geológicos no tienen competencia en una o más de una de estas amenazas. Esta función la tiene otra entidad nacional, se realiza en colaboración con otras instituciones nacionales o, simplemente, no existe. Para suplir esto parcialmente, se invitó a participar expertos de otras entidades, como universidades, e incluso de otros países. Esto fue muy bueno y agradecemos mucho a los autores por su valiosa contribución.

Los servicios geológicos nacionales incrementan el conocimiento geológico de la región para comprender mejor la naturaleza de la ocurrencia de estos eventos y contribuir a reducir y mitigar sus efectos. Este libro es un modesto ejemplo de casos de estudio realizados en diferentes países y para diferentes amenazas. Su lectura puede contribuir a replicar trabajos similares en otras zonas, y a la vez, es un reconocimiento al trabajo de todos los expertos nacionales que participaron. Esperamos que su estudio sea de interés para todos, y no duden en contactar a sus autores para cualquier duda o propuesta de trabajo conjunto.

Se aceptaron trabajos y sus resúmenes en español, portugués e inglés, por ser los idiomas más comunes de nuestra región, por lo que el lector deberá comprender el idioma en que se encuentra cada artículo o recurrir a los ya muy comunes traductores digitales. El libro se dividió en tres secciones, una para cada amenaza: *movimientos en masa, terremotos y volcanes*. En cada caso, la sección inicia con un prólogo de una página, escrito por un autor de renombre internacional y con amplio conocimiento en esa amenaza. Este aporte le agrega valor al libro, y enmarca los trabajos presentados en las reflexiones compartidas por estos expertos.

El libro tuvo un amplio proceso de revisión, tanto por los tres editores coordinadores de cada una de las amenazas como por

Enrique A. Castellanos Abella
João P. G. Carvalho
Lina Marcela Castaño

Prólogo



La Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos – ASGMI - tiene como misión fundamental contribuir al desarrollo socioeconómico de los pueblos mediante la cooperación horizontal entre los Servicios Geológicos miembros, tanto bilateral como

multilateral. Bajo este espíritu de colaboración, se ha consolidado una red de conocimiento que trasciende fronteras y fortalece el quehacer institucional y técnico de las organizaciones que forman parte de ASGMI.

Este libro, centrado en casos de estudio sobre amenazas geológicas, es una expresión tangible de ese esfuerzo colectivo. Reunir experiencias relacionadas con movimientos en masa, terremotos y volcanes no solo pone en valor la labor técnica y científica de los servicios geológicos, sino que también subraya la importancia de compartir ese conocimiento para mejorar la resiliencia de nuestras sociedades.

Las amenazas geológicas no reconocen límites geográficos, y su impacto se magnifica cuando no se cuenta con información adecuada ni con estrategias de gestión del riesgo basadas en evidencia científica. Por ello, esta publicación cobra

especial relevancia: al documentar y difundir experiencias locales, promueve la toma de decisiones informadas por parte de las autoridades y contribuye a sensibilizar a la ciudadanía sobre la necesidad de incorporar el conocimiento geocientífico en la planificación y la prevención.

En la *Declaración de Huasca de Ocampo (2024)*, los miembros de ASGMI reafirman su voluntad de fortalecer la cooperación internacional, favorecer la difusión de información geocientífica veraz y confiable, y promover líneas de investigación que refuerzan la resiliencia territorial frente a fenómenos naturales extremos. Esta obra, por tanto, se alinea plenamente con esos compromisos, y refuerza nuestra convicción de que la ciencia debe estar al servicio de la sociedad.

Los Grupos de Expertos de ASGMI, como el Grupo de Amenazas Geológicas, que ha impulsado esta publicación, son un pilar esencial para canalizar y potenciar la cooperación técnica entre los países miembros. Su trabajo, comprometido y riguroso, refuerza la vocación de nuestra Asociación como referente regional en la generación y aplicación del conocimiento geológico para la gestión sostenible del territorio y la reducción del riesgo de desastres.

A todas las instituciones y personas que han contribuido a esta publicación, nuestro más sincero reconocimiento. Que este libro sirva como herramienta para el aprendizaje compartido y como ejemplo del valor de la cooperación iberoamericana en ciencia y técnica al servicio de la sociedad.

Gracia Olivenza Jiménez
Secretaria General
Asociación de Servicios de Geología
y Minería Iberoamericanos (ASGMI)

Proyecto E4PIGEO

Vivimos una época de desafíos trascendentales para nuestras sociedades en el ámbito de las amenazas geológicas. Podemos encontrar ejemplos claros en cómo el cambio climático está acelerando y modificando la frecuencia y la severidad de los desastres naturales, o en cómo el uso de nuevas herramientas, como la inteligencia artificial, está transformando la forma en que generamos, procesamos y comunicamos conocimiento. Frente a estos retos, la brecha existente entre la producción científica y la elaboración de políticas públicas deja de ser solo un problema residual, para convertirse en una debilidad crítica de nuestras sociedades. Y, en consecuencia, acortar esa distancia pasa de ser una mera recomendación, a convertirse en una urgencia, especialmente en Iberoamérica, uno de los territorios del Mundo que está más expuesto a catástrofes derivadas de procesos geológicos activos.

En este escenario, los Servicios Geológicos y Mineros de Iberoamérica (SGMI) ocupan una posición estratégica. Su combinación de experiencia técnica, conocimiento regional y su potencial acceso a quienes elaboran políticas públicas les confiere la capacidad de actuar como puentes entre ambos “mundos”, el científico y el político. Y esa función va más allá de producir más conocimiento científico, implica también diseñarlo y comunicarlo, pensando desde el inicio en su aplicabilidad en la toma de decisiones.

El Grupo de Expertos en Amenazas Geológicas de ASGMI, consciente de esta necesidad, tiene entre sus principales objetivos impulsar la colaboración entre el personal científico y técnico de diversas instituciones iberoamericanas para facilitar la transferencia de su conocimiento especializado a ámbitos administrativos y de gestión. Ese objetivo ya se materializa en iniciativas concretas, como el proyecto E4PIGEO

(Hacia políticas basadas en evidencia: gestión de amenazas geológicas en Iberoamérica en un contexto de cambio climático), enmarcado en la convocatoria LINC-GLOBAL24 del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (CSIC) de España. Con este proyecto, nuestro

grupo busca poner en común experiencias, identificar fortalezas y debilidades que nuestras instituciones tienen en la gestión de amenazas geológicas, y proponer acciones concretas para conectar la ciencia con las políticas públicas.

Este libro nace de esa misma voluntad, la de compartir experiencias, mostrar herramientas y presentar lecciones aprendidas, que permitan una ciencia para una política efectiva en el ámbito de las amenazas geológicas. Así, a lo largo de las siguientes páginas, la comunidad científica encontrará estímulos para orientar sus investigaciones hacia problemas y desafíos útiles para la gestión, y los responsables de la toma de decisiones hallarán argumentos para incorporar la evidencia científica en los procesos complejos que deben abordar. Estoy seguro de que este libro será un paso determinante para estrechar la colaboración entre ciencia y política, y una invitación a continuar construyendo puentes en beneficio de la resiliencia de nuestras sociedades iberoamericanas frente a las amenazas geológicas.



Roberto Sarro Trigueros
Coordinador del Grupo de Expertos de
Amenazas Geológicas de ASGMI,
e Investigador Principal del Proyecto E4PIGEO

Tabla de contenido

Casos de estudio sobre movimientos en masa

1. Nuevo modelo interpretativo de los deslizamientos en las barrancas del río Paraná. Roberto Cravero, Luis Fauqué, Alejandra Tejedo (Argentina)	15
2. Deslizamiento planar sobre la ruta provincial no. 43, en Chos Malal, Neuquén, Argentina. Alejandro Emmanuel Celli (Argentina)	19
3. Susceptibilidad al deslizamiento en las cuencas de la ladera sur del Parque Nacional Tunari, Cochabamba, Bolivia. Mauricio Marcelo Auza Aramayo, Javier Stephan Dalence Martinic (Bolivia)	25
4. Análise de deslizamentos planares e do risco geológico correlato em Resplendor, Minas Gerais, Brasil. Rafael Silva Ribeiro (Brasil)	29
5. The Santa Lucía Village landslide, Chaitén-Chile. Mauricio Mella, Javier Fernández, Natalia Garrido, Violchen Sepúlveda, David Quiroz (Chile)	33
6. Análisis de movimientos en masa de las subcuencas Naranjal, Blanca, Contador y Santa Bárbara, en el flanco este de la cordillera Oriental, Colombia. Jorge Leonardo Chaparro Cordón, Valentina Betancourt Suárez, Michael Steve Rangel Flórez, Ana Milena Suárez Arias, Fernando Alcárcel, Juan Camilo Martínez Rojas, Diego Fernando Medina Ávila, Jorge Arturo Castro Guerra, Nathalia María Contreras Vásquez (Colombia)	37
7. Desarrollo de estrategias para el manejo extractivo del deslizamiento de Banderillas, Cartago, Costa Rica. Esteban Bonilla Elizondo (Costa Rica)	43
8. El deslizamiento Jagüeyes, San Antonio del Sur, Guantánamo, Cuba. Enrique A. Castellanos Abella (Cuba)	47
9. Evaluación de flujos de escombros en la costa norte de la provincia de Mayabeque, Cuba. Ramón O. Pérez Aragón, Ramón Rivada Suárez, Francisco Viera Cepero, Reinier Rodríguez Cantillo (Cuba)	53
10. El Caso de estudio: Caracterización Morfométrica del Deslizamiento de Casual – Alausí, Prov. de Chimborazo – Ecuador. Juan Carlos Reina, Aníbal Roberto Pulupa (Ecuador)	59
11. Susceptibilidad a deslizamientos en la Cordillera de Apaneca, El Salvador. Mario Reyes (El Salvador)	63
12. Inventario de desprendimientos rocosos en las Islas Canarias (España): Identificación, caracterización y análisis de eventos. Roberto Sarro, Inmaculada García-Moreno, Juan Carlos García-Davalillo, Isabel Montoya-Montes, Rosa María Mateos (España)	67
13. El Plan de mitigación del riesgo de caída de rocas en el Macizo de Montserrat, Catalunya, España. Marc Janeras, Pere Buxó, Joan Palau (España)	71
14. Deslizamientos en el Distrito Central (Tegucigalpa y Comayagüela), Honduras. Josiela Sánchez, Karina Cerna (Honduras)	77
15. Análisis de las condiciones de riesgo por inestabilidad de laderas para la población de San Andrés Chichayotla, municipio de Calnali, estado de Hidalgo, México, y propuesta de reubicación. Martha Angélica Salas Martín, José Antonio Rafael Fernández (México)	83
16. El Estabilização das arribas jurássicas da praia de S. Bernardino no litoral estremenho de Portugal. Fernando Ferreira, José Manuel Romão (Portugal)	89
17. Caracterización geológica y modelamiento numérico del deslizamiento de Nunupata y su posible impacto en el centro arqueológico de Chavín de Huántar, Ancash. Guisela Choquenaira, Mauricio Nuñez, Richard Huayta, Segundo Núñez, Ely Ccorimanya, Gonzalo Luna, Josemanuel Carpio, Baclimer Quispe (Perú)	95
18. Prevención y manejo de desastres de deslizamiento y eventos relacionados, con participación comunitaria, en el municipio de Tamboril, República Dominicana. Jesús Rodríguez Reyes (República Dominicana)	99

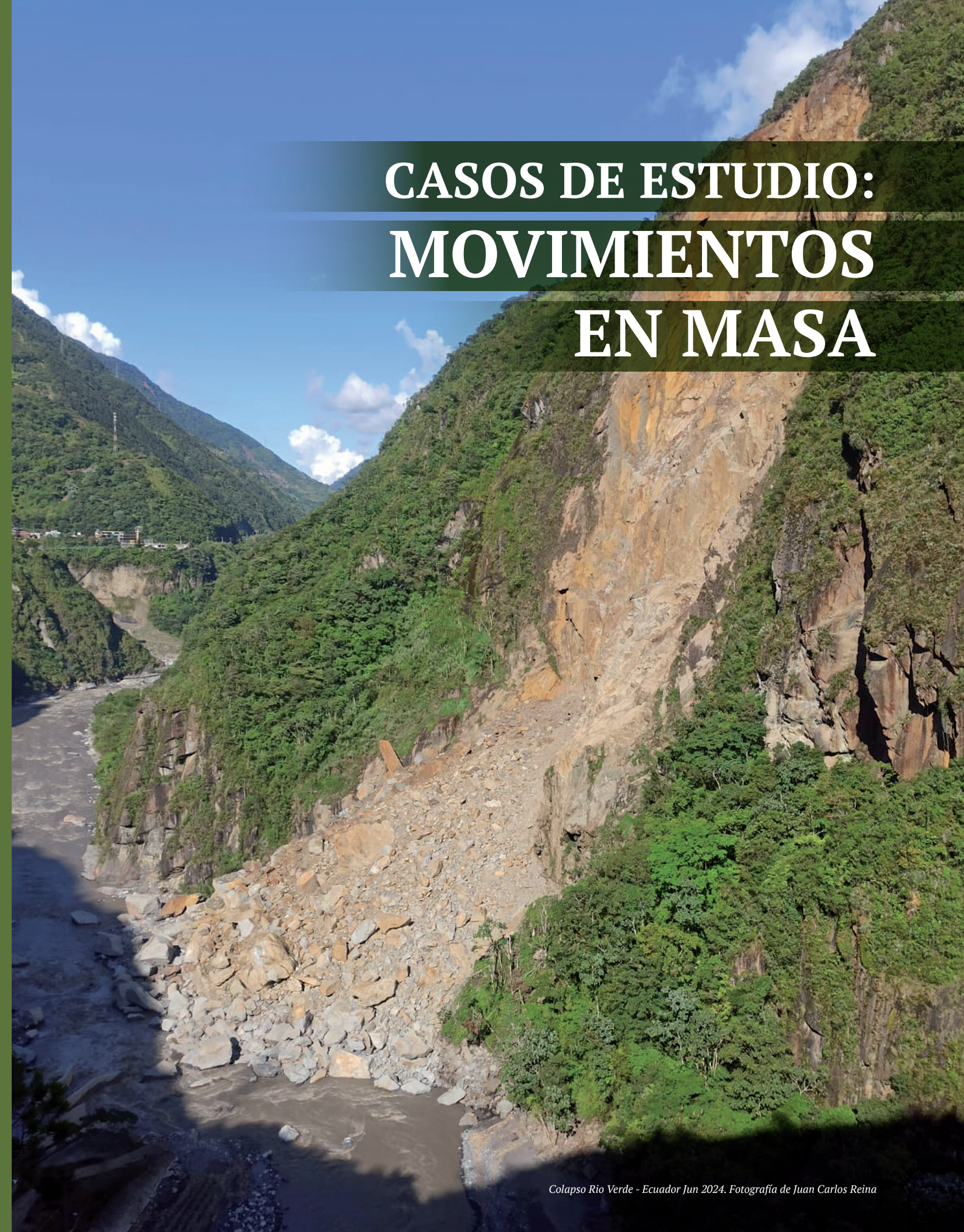
Casos de estudio sobre terremotos

19. Monitoramento Sísmico do Brasil. Iago Costa, Marco Ferreira (Brasil)	109
20. Seismo-Vulcanic Crisis of São Jorge Island – Azores. J.F. Borgesa, Bento Caldeiraa, Rui Oliveiraa, Mourad Bezzeghouda, Fernando Carrilhob, Ines Hamaka, Paulo Alvesb, M. João Costaa, Miguel Potesa, Daniele Bortolia (Portugal)	113
21. Reseña de uno de los sismos más importantes en Colombia en el 2023: el sismo de M_w 6,1 en el municipio de San Juanito – Meta (Colombia). Helber García, Milena Sarabia, Indira Molina, Elizabeth Mazo, Freddy Tovar, Ruth Bolaños, Luisa Castillo, Edwin Mayorga, Miguel Lizarazo, Viviana Dionicio, Ángel Agudelo, Fernando Garzón (Colombia)	121
22. Geología de terremotos orientada al cálculo de la amenaza sísmica: estudio piloto en el borde llanero colombiano, colaboración científica-técnica IGME-SGC. Julián García Mayordomo, Raquel Martín Banda, Jesús García Senz, Léa Pousse, David Robayo, Iván Ortiz, Julián Montejo, Mónica Arcila (Colombia-España)	125
23. The seismic alert system of Catalonia (NE Spain). Janira Irizarry, José Antonio Jara, Sara Figueras (Catalonia-España)	131
24. Fault and Soil Characterization for Seismic Hazard Assessment in Portugal Mainland. Ricardo Ressurreição, Ruben Dias, João Carvalho, Catarina Moniz, João Cabral (Portugal)	135
25. Condiciones sismotectónicas y dinámica de deformación por efectos cosísmicos en el Ecuador. Kervin Chunga (Ecuador)	139
26. Contexto geodinámico e impacto del terremoto del 10 de noviembre del 2024 en la región oriental de Cuba. Enrique D. Arango, Bladimir Moreno, Darío Candebat, O’Leary F. González (Cuba)	143

Casos de estudio sobre volcanes

27. Riesgo Volcánico Relativo en Argentina. Manuela Elissondo, Camila Farías (Argentina)	155
28. Lecciones aprendidas de la erupción del Volcán Tajogaite, La Palma 2021 (Islas Canarias, España). David Sanz-Mangas, Inés Galindo Jiménez, Nieves Sánchez, equipo IGME-CSIC La Palma (España)	161
29. Puntos de encuentro transitorio en zonas de peligro para la gestión de crisis volcánicas en Chile. Franco Vera, Felipe Flores, Constanza Perales, Javiera Véliz, Laura Bono, Álvaro Amigo (Chile)	165
30. Peligrosidad del volcán Copahue, Provincia del Neuquén, República Argentina. Johanna Florencia Kaufman, Manuela Elissondo, Patricia Sruoga, Marcela Gladys Yamín (Argentina)	169
31. Colapso parcial de flanco y actividad eruptiva de múltiples ventos del volcán El Reventador, 2018-2019. Silvia Vallejo, Stephen Hernandez, Freddy Vásconez (Ecuador)	173
32. A erupção vulcânica submarina de 1998-2001 nos Açores, Portugal. João Luís Gaspar, Gabriela Queiroz, José Manuel Pacheco, Teresa, Nicolau Wallenstein, Maria Helena Almeida, Rui Coutinho (Portugal)	177
33. Contribución de la geodesia a la gestión del riesgo volcánico del Nevado del Ruiz. Maurizio Battaglia, Pablo Euillades, Juan Idarraga, Cristian Mardones, Milton Ordoñez, Heather Wright (Estados Unidos de América-Colombia)	181
34. Erupción de diciembre 2022, volcán Lascar: caracterización multiparamétrica de un evento sin precursores aparentes. Ayleen Gaete, Juan San Martín, Maria Contreras, Sergio Morales, Gabriela Velásquez, Gabriela Pedreros (Chile)	187
35. Lecciones aprendidas de la erupción del volcán La Soufriere 2021, San Vicente y Granadinas. Enrique A. Castellanos Abella (Cuba)	193
36. Reflexiones sobre la presentación de mapas de amenaza volcánica en Colombia a través del tiempo. María Luisa Monsalve (Colombia)	197
37. Aspectos relevantes de la actividad del volcán Nevado del Ruiz. Lina Marcela Castaño, John Makario Londoño (Colombia)	201
38. Nuevos mapas de peligros del volcán Misti, Arequipa - Perú. Kevin Cueva, Jersy Mariño, Carla Arias, Juan Cuno, Ana Pari, Andy Ancalle, Cesar Quispe (Perú)	207

CASOS DE ESTUDIO: MOVIMIENTOS EN MASA



Prologue

Mass movements such as deep-seated and shallow landslides, debris flows, rockfalls and rock avalanches are among the most recurrent and destructive geological hazards in Latin America and the Caribbean. They are caused by several triggers, such as earthquakes, extreme rainfall, temperature fluctuations, volcanic eruptions, mining, road construction, and are aggravated by human activities such as deforestation, unregulated urban expansion, and poorly planned infrastructure. The region's combination of rugged topography, intense and seasonal rainfall, high seismicity, and increasing land-use pressures makes it especially prone to these multi-hazard events. Although landslide inventory and damage and loss information is still quite incomplete in many Latin American and Caribbean countries, results show that this region experienced over 11% of globally recorded fatal landslides, with Brazil, Colombia, and Guatemala ranking among the countries with the highest number of landslide-related deaths worldwide. According to data from the Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED), landslides in LAC have affected more than 5 million people between 1990 and 2023. Furthermore, landslides account for roughly 20% of all geo-hazard-related deaths in the region and regularly cause substantial economic damage, infrastructure loss, and displacement.

This section of *Geological Hazards in Latin America. Case Studies of Mass Movements, Earthquakes and Volcanoes* is dedicated to the in-depth study of mass movements, bringing together 18 case studies contributed by experts that form part of the Geological Hazards Expert Group of the Association of Geological and Mining Surveys of Latin America (ASGMI). These studies span diverse terrains—from the volcanic highlands of El Salvador and tectonically active slopes of the Andes, to densely populated urban zones in Central America and the Caribbean.

Several cases capture not only the geological mechanisms behind landslides, but also the social and institutional responses to them. For example, some contributions address slope instability in heritage zones like Chavín de Huántar in Peru, while others explore community-based disaster risk management in the Dominican Republic or mitigation strategies in densely built urban districts like Tegucigalpa, Honduras. In coastal areas of Cuba, rockfalls and debris flows challenge both ecological stability and public safety.

The methodological range across these studies, encompassing morphometric analysis, numerical modelling, susceptibility mapping, and participatory risk planning, reflects the need for integrated, multi-disciplinary and transdisciplinary approaches to understanding and managing landslide risk. Collectively, these contributions underscore the value of regional cooperation, knowledge-sharing, and institutional expertise in confronting one of the region's most pervasive and complex natural threats. Many of the case studies or the authors presenting them bring back memories of training courses, capacity building projects and interesting fieldwork.

My hope is that this collaborative volume will not only deepen scientific understanding of landslide phenomena but also support informed decision-making and strengthen disaster resilience across Latin America and the Caribbean.



Prof. Dr. Cees van Westen
*Professor Multi-Hazard Risk Dynamics
Department of Applied Earth Science (AES)
Faculty of Geoinformation Science and Earth Observation (ITC), University of Twente.
Langezijds, Hallenweg 8. 7522 NH Enschede. The Netherlands
e-mail: c.j.vanwesten@utwente.nl*

Nuevo modelo interpretativo de los deslizamientos en las barrancas del río Paraná

Roberto Cravero^a, Luis Fauqué^b, Alejandra Tejedo^c

a. Centro Regional Córdoba, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)

b. Profesional independiente

c. Profesional independiente

Correo de contacto: roberto.cravero@segemar.gov.ar; rocrave@gmail.com

Palabras claves: expansiones laterales, deslizamientos, nuevo modelo, diamante

Resumen

Los movimientos de remoción en masa de la ciudad de Diamante, Provincia Entre Ríos, Argentina, han producido en el transcurso de los años una gran pérdida de superficie urbanizada. El último gran deslizamiento se produjo en septiembre de 2018, con reactivaciones posteriores de menor escala, afectando tanto a la zona urbanizada ubicada en las inmediaciones de la barranca, como a los terrenos deslizados ubicados al pie de la misma en el llamado Paseo de La Ribera.

El estudio realizado por especialistas del SEGEMAR ha demostrado que el movimiento desestabilizador está dado por el flujo plástico de un estrato arcilloso, al ser alterada su resistencia friccional por la variación de nivel del río Paraná. Por lo que se convierte en el plano de deslizamiento con efecto retrogradante en todo el perfil superior.

Esta situación cambia los objetivos y los métodos de trabajo de estabilización, simplificando el proceso constructivo y disminuyendo notoriamente los costos involucrados

1. Introducción

La ciudad de Diamante, provincia de Entre Ríos, Argentina, cuenta con una larga historia de movimientos en masa, como un proceso natural de la evolución geológica del cauce y el pie de barrancas del río Paraná. Ello ha motivado, en el transcurso de los años, una pérdida sustancial de superficie urbanizada afectando diversas instalaciones.

En el marco del programa “Plan Nacional de Reducción de Riesgos de Desastres” (PNRRD), instrumento de planificación operativa que orienta al Sistema Nacional para la Gestión Integral del Riesgo y la Protección Civil (SINAGIR), se solicitó al Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) la urgente asistencia para evaluar un deslizamiento de tierras en la ciudad de Diamante, Entre Ríos. Simultáneamente al deslizamiento se habían producido roturas diversas en más de cincuenta (50) viviendas del barrio San Roque, todas próximas a barrancas del río Paraná. Como medida precautoria la Municipalidad dispuso la evacuación de las mismas y solicitó asistencia técnica para dar respuestas inmediatas a la población.

2. Contexto Geológico-Geotécnico

La zona ha sido objeto de importantes estudios con desarrollo y ejecución de un proyecto de estabilización de barrancas en la ciudad de Diamante, en el sector del puerto homónimo (Díaz et al. 2005). Estos estudios permitieron la caracteriza-

ción geológico-geotécnica base del perfil de las barrancas (fig. 1), y si bien los estudios se realizaron en otro sector de la ciudad (Fili et al. 2002), fueron considerados representativos de las unidades litológicas en la zona actualmente afectada. Los mismos fueron complementados con las observaciones in situ y unos ensayos complementarios de laboratorio (Tabla 1).

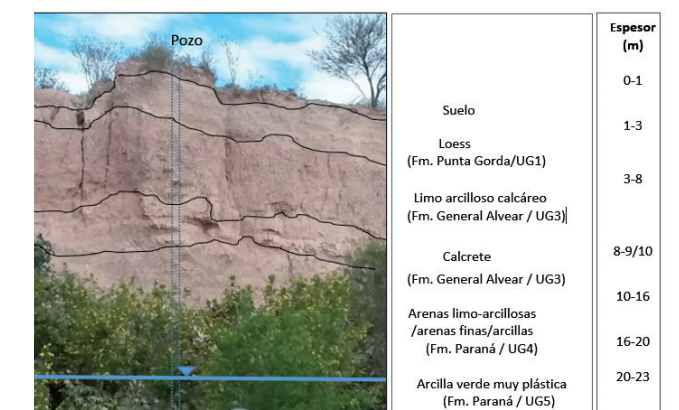


Figura 1. Perfil litológico tipo de la barranca en la zona del Cristo Pescador. Litologías y unidades geológicas y geotécnicas.

El perfil litológico aflorante en las barrancas y a orillas del río, expone las siguientes unidades de base a techo: Formación Paraná, Formación General Alvear y Formación Punta Gorda.

La *Formación Paraná* está compuesta por intercalaciones de arcillas muy plásticas, arenas limo arcillosas y arenas finas a medianas, con un espesor aproximado de 4 a 10 m.

La *Formación Gral. Alvear* está integrada por limos arcillosos calcáreos que en algunos niveles forman un potente calcrete

por precipitación de carbonatos, su espesor aproximado es de 3 m. La *Formación Punta Gorda* consta de limos loésicos y niveles de paleosuelos, con un espesor de aproximadamente 7 m (Díaz et al. 2005), culminando con un suelo loésico en superficie.

	Limo		Arcillas pardas		Arcilla limosa		Concrec. limo calcáreo		Arena fina/limo		Arcilla verde techo		Arcilla verde movilizada		Arena		Materiales movilizados	
	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.	min.	máx.
	UG 1		UG 2		UG 3 L		UG 3		UG 4		UG 5a		UG 5B		UG 6		UG 7/8	
Límite Líquido (LL)	32	52	58	67	40	60			32	45	80	100	80	100				
Índice Plástico (IP)	7	14	20	40	15	33			4	15								
dh (t/m ³)	1,80	1,90	1,78	1,90	1,85	1,95	2,05	2,15	1,77	2,03					1,70	1,80		
dd (t/m ³)	1,55	1,65	1,40	1,65	1,60	1,70	1,95	2,03										
gs (t/m ³)					2,60	2,70	2,55	2,62							1,90	2,10		
φ (°)	10	4	9	13	15	17	33	37	25	35	8	10	4	6	34	38	4	6
c (kg/cm ²)	0,4	0,8	0,7	0,9	0,3	0,5	0,8	1	0,3	0,5	0,7	0,9	0,25	0,3,5			0,05	0,15
Espesor (m)	2	10	8	16	8	16	0,8	0,7	0,09	0,11	10	14	12	5				variable
Clasif. SUCS	ML/MH		CH/MH		CL/CH--ML				CL/ML		CH/MH		CH/MH		SP			

Tabla 1. Síntesis de los parámetros geotécnicos de las distintas unidades.

3. Características del deslizamiento

El deslizamiento de Diamante, ocurrido en septiembre de 2018, es un movimiento de remoción en masa complejo, que afecta tanto a la zona urbanizada ubicada en la proximidad de la barranca, como a los terrenos deslizados ubicados entre el pie de la misma y el terreno hasta a la orilla del río Paraná,



Figura 2. Área movilizada de Diamante

en el paseo de La Ribera. El movimiento que afectó la zona del Cristo Pescador, de gran impacto social, tuvo un volumen del orden de 16 000 m³, pero el volumen total movilizado fue de aproximadamente 1 600 000 m³, afectando un área total aproximada de 11 ha. En la zona urbana superior inmediata a la barranca, se observó un importante deslizamiento rotacional y roturas por asentamientos diferenciales de las viviendas. Sin embargo, en el sector localizado entre el pie de la barranca y el río, se observaron múltiples fracturas abiertas con espacios de más de 0,40 m y algunas superando el metro con decenas de metros de extensión paralelas al río. Estas fracturas de expansión fueron detectadas a lo largo de aproximadamente 600 m longitudinales al pie de la barranca, siendo el límite norte el arroyo Don Tula, que expresa el límite del tratamiento con drenes de la zona portuaria, extendiéndose hacia el sur hasta finalizar el barrio San Roque (fig. 2).

El desplazamiento general fue hacia el NW, prácticamente normal al eje de la barranca, detectándose en las fracturas de tracción un rumbo de 30° ±15°, complementadas con algunas de rumbo 120° ±30° con desplazamiento horizontal, en dirección hacia el río, dejando importantes aberturas y cavidades que afectan toda la masa del material movilizado. En la figura 2, se indica la dirección principal del desplazamiento, la ubicación de las calicatas (líneas rojas) y principales fracturas (líneas amarillas) y vertientes (puntos celestes).

La masa movilizada avanza hacia el río, fracturándose y deformándose debido al flujo plástico del nivel subyacente de arcilla verde de alta plasticidad de la Formación Paraná (fig. 3). El movimiento tiene entonces dos partes, una superficial representada por la fracturación por extensión de los mate-



Figura 3. Expansiones Laterales paseo de la Ribera.

riales cohesivos superiores, y otra profunda que corresponde a los materiales blandos que están fluyendo plásticamente. Este flujo plástico profundo ha sido comprobado por la inyección de arcillas verdes en las fracturas que afectan al material superficial y por la presencia de crestas de presión, lo cual pudo ser visibilizado con las tres calicatas excavadas a tal efecto. (fig. 2, 4a y 4b).

4. Expansiones Laterales

La combinación de estas dos morfoestructuras, representadas por la fracturación por extensión de los suelos deslizados al pie de la barranca y la generación de las crestas de presión, indica la presencia de un movimiento en masa conocido como "expansión lateral" (Cravero et al. 2018). Las expansiones laterales son definidas como la extensión de un suelo cohesivo (en nuestro caso los materiales deslizados del pie de la barranca, área del Paseo de la Ribera) identificables por la presencia de superficies de ruptura; debido a que estos suelos

sobreyacen a materiales blandos que han fluido plásticamente (las arcillas verdes de la Formación Paraná). El flujo se expresa superficialmente en las mencionadas crestas de presión y en la inyección de arcillas verdes en las zonas de fracturas y en las propias fracturas.

La figura 5 representa un perfil esquemático de estos movimientos en la zona de Diamante. Se destacan en este perfil, las incidencias relativas a dos barrancas, una superior visible y conocida por todos, y la otra es la barranca del cauce del río Paraná. Esta no solo facilita, sino que induce el movimiento de la zona arcillosa, al liberarle la contención lateral por simple erosión fluvial, acción que es periódicamente reforzada por el dragado del cauce, a lo que se le suma la influencia de las importantes variaciones (-3.5 m en cuatro meses) del nivel del río, que cambia las presiones hidrostáticas en el nivel arcilloso. En consecuencia, el deslizamiento se activa en la barranca del río, donde se observa la cresta de presión y probablemente con extrusión de la arcilla en el cauce del mismo. Luego el movimiento se propaga hacia la barranca superior de Diamante, generando distintas discontinuidades por extensión en superficie de la arcilla. Simultáneamente se generan abombamientos, por compresión debido a movimientos diferenciales entre las distintas zonas.

En ese contexto los materiales deformables representados por la arcilla verde de la Formación Paraná, con baja capacidad portante y muy plásticos, responden mediante deformación (flujo plástico), generando superficies de corte que permiten el deslizamiento de los materiales que los cargan. Esto provoca fracturas de tracción en los estratos superiores, más competentes, con pérdida de sustentabilidad de los mismos por deformación del sustrato inferior, liberando su apoyo, el cual se desestabiliza por movimientos gravitatorios y culminando con los deslizamientos de la barranca. Se trata, por lo tanto, de un movimiento retrogradante, en el cual las nuevas superficies de falla por tracción, se extienden en la dirección opuesta al mo-

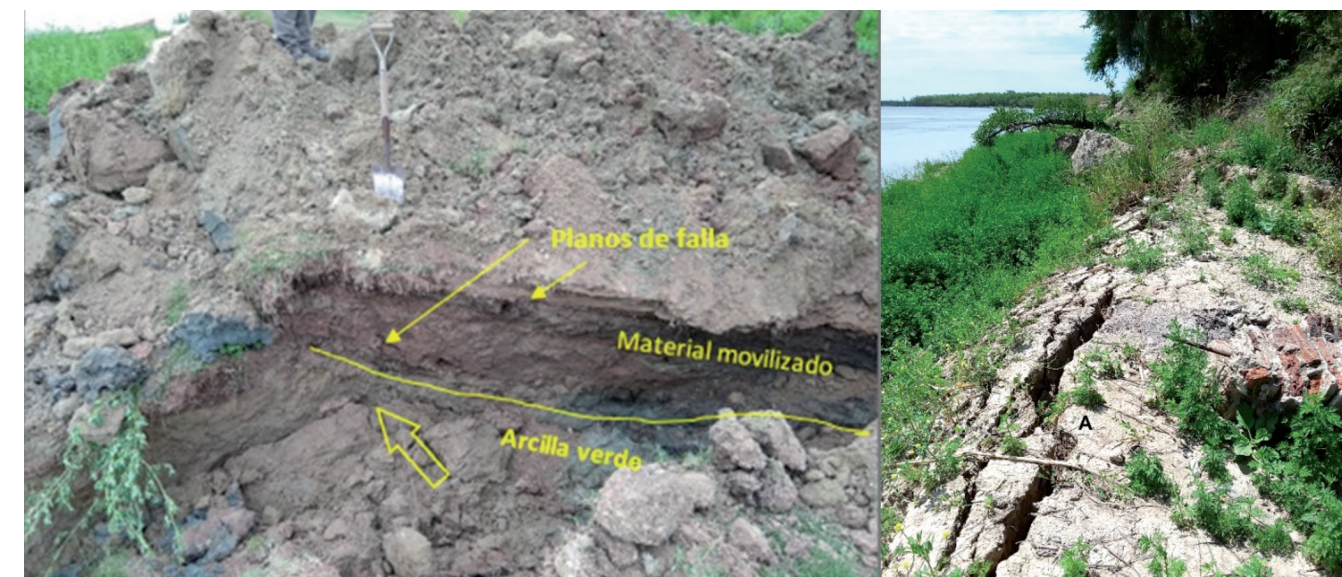


Figura 4. a). Material limo-arenoso movilizado a contrapendiente por la cresta de presión, sobre el plano de corte en las arcillas muy plásticas de la Formación Paraná. b) Cresta de presión a lo largo de la orilla del río.

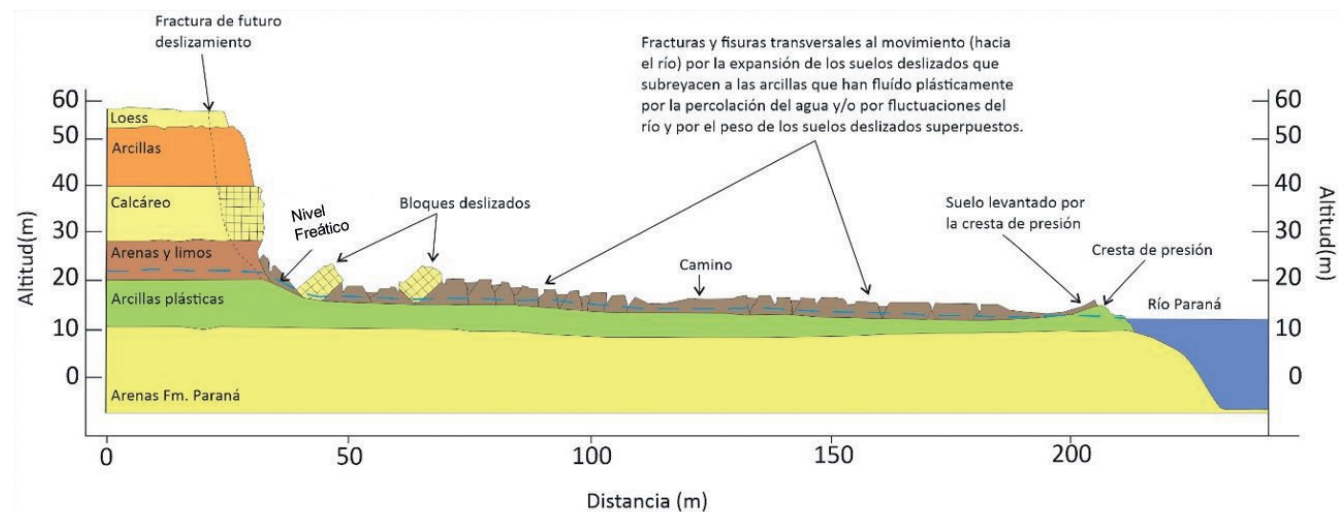


Figura 5. Perfil esquemático del deslizamiento, desde el cauce profundo del río Paraná, el horizonte de arcilla verde, con las extrusiones y cresta de presión, y los deslizamientos retrogradantes del Paseo de la Rivera, llegando a la base de barranca.

movimiento del material desplazado. En efecto, las expansiones laterales comienzan con la cresta de presión ubicada a orillas del río y se extienden hasta la barranca superior. Otra prueba de que la expansión se extiende hasta la barranca se ve reflejada en el suelo que rodea bloques de calcrete de antiguos deslizamientos, que están separados entre sí por grietas de 0,05 m a 0,15 m, tal vez como consecuencia de que los pesados bloques tienen menos movilidad que el suelo que los rodea. La existencia de fracturas de extensión en el pie mismo de la barranca nos confirma el esquema tensional de tracción imperante en la misma.

5. Conclusiones

Se puede concluir, entonces, que la barranca se inestabiliza según una superficie de deslizamiento de estilo lítrica, casi vertical en superficie, curvándose suavemente en profundidad hasta interceptar el plano subhorizontal de patinaje, dado por las arcillas de muy alta plasticidad. En síntesis, el denominado deslizamiento de Diamante es un movimiento de remoción en masa complejo, generado por la expansión lateral de los antiguos suelos deslizados desde el río Paraná hasta al pie de la misma, incluyendo deslizamientos de la barranca debido a la pérdida de soporte por las expansiones laterales y a la incidencia de la deformación de la base (flujo plástico), que actúa en ambos movimientos.

La principal característica geológica que posibilita la generación de los movimientos de remoción en masa en la localidad de Diamante, es la arcilla de alta plasticidad de la Formación Paraná, aflorante en la orilla del río Paraná y subyacente a los suelos deslizados al pie de la barranca. Las variaciones de nivel del agua subterránea, que actúa como el factor disparador del movimiento. Este nivel es afectado principalmente por las variaciones de cota del río Paraná, y en menor medida por el aporte del agua pluvial y las descargas de agua de escorrentía urbana. En síntesis, el deslizamiento es un proceso básicamente de expansiones laterales que comienza en la barranca del río Paraná y avanza en forma retrogradante hasta la barranca en la zona urbanizada.

6. Acciones de Control y Mitigación

En consecuencia, se concluyó, que excepto un edificio del comedor comunitario, las viviendas no estaban afectadas por un inminente deslizamiento, pero sí se debían realizar distintas las acciones de control y mitigación. Las mismas se centraban en la disminución del principal efecto disparador del movimiento representado por la presencia del agua en el subsuelo, re-direccionando el agua de escorrentía en la ciudad, para que no alimentara la base del Paseo de la Rivera, prohibiendo la edificación en las inmediaciones de la barranca, y fundamentalmente con la instalación de drenajes en la zona movilizada del pie de la barranca en el Paseo de La Ribera, y complementado estas medidas con una intensa forestación y un plan de monitoreo del nivel freático.

Estas medidas contribuyen a darle más resistencia a la arcilla, disminuyendo su capacidad de flujo y reduciendo, por lo tanto, la incidencia de las variaciones de nivel del río Paraná, estabilizando el terreno, base de apoyo de las barrancas, contribuyendo a la estabilidad de la zona urbanizada. Todas ellas se caracterizan por ser medidas de simple ejecución y con una excelente relación costo-beneficio.

7. Referencias

- Cravero R, Fauqué L, Oliva J, et al (2018) Peligrosidad por Remoción en Masa Barrancas de la Ciudad de Diamante, Provincia de Entre Ríos, Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) Buenos Aires. pp. 39. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217>
- Díaz E, Dalla Costa OA y Sanguinetti JA (2005) Relaciones entre niveles acuíferos y deslizamientos de barrancas en Entre Ríos. ResearchGate. pp. 13.
- Fili MF, Dalla Costa OA, Díaz EL y Giorgio E, (2002) Estudios Hidrogeológicos para la estabilización de Deslizamientos de Barrancas en la Ciudad de Diamante. Entre Ríos. Argentina. pp. 10. XXXII IAH & VI ALSHUD Congress "Groundwater and human Development".

Deslizamiento planar sobre la ruta provincial no. 43, en Chos Malal, Neuquén, Argentina

Alejandro Emmanuel Celli (ORCID: 0009-0004-9425-3419)

Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)

Correo de contacto: alejandro.celli@segemar.gov.ar

Palabras claves: deslizamiento planar, ingeniería geológica, carreteras de montaña, SEGEMAR, Argentina

Resumen

En 2023, en la localidad argentina de Chos Malal, se produjo un deslizamiento planar que interrumpió la circulación sobre una ruta provincial, y provocó heridas en una familia que se encontraba en el lugar. Ante este hecho, se llevó a cabo un relevamiento geológico – geotécnico del sitio con el objeto de caracterizar el evento y evaluar posibles riesgos remanentes, así como valorar la factibilidad de remover el material deslizado y rehabilitar la circulación vehicular. A partir de los datos recabados, se elaboró un modelo geomecánico y un retroanálisis de estabilidad del macizo rocoso afectado, y se evaluó la estabilidad de los sectores no deslizados. Como conclusión del estudio, se lograron establecer las causas del deslizamiento y su relación con las obras de ampliación de la carretera.

1. Introducción

El 1 de agosto de 2023 se produjo un movimiento gravitatorio en un sector de la cara sudeste del cerro de la Virgen (37°21'57" S, 70°16'58" O) sobre el talud excavado durante las obras de ampliación de la ruta provincial 43, en su paso por la localidad de Chos Malal, en la provincia del Neuquén, de la República Argentina. Como consecuencia de este evento, cuatro personas resultaron heridas, dos de ellas adultas y dos menores. Adicionalmente, se vio interrumpida en su totalidad la circulación a través de la carretera de acceso a numerosas localidades del noroeste de la provincia.

Ante este hecho, la Subsecretaría de Defensa Civil y Protección Ciudadana del Neuquén solicitó la asistencia técnica del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), a fin de evaluar el estado de situación en la zona y los posibles riesgos asociados. Este trabajo sintetiza las tareas efectuadas a partir del relevamiento geológico y geotécnico expeditivo llevado a cabo durante la emergencia, con el objeto de analizar la estabilidad de la ladera remanente y posibles afectaciones en lo inmediato (Celli 2023).

2. Caracterización del evento

El material involucrado corresponde a un macizo rocoso compuesto por lutitas de la Formación Agrio, de edad cretácica inferior (Zöllner y Amos 1973). Estas sedimentitas de grano fino presentan fisilidad, es decir, una marcada anisotropía mecánica, que redundará en una predisposición a escindirarse en delgados planos paralelos entre sí, lo que reduce su resistencia al corte y le confiere una permeabilidad secundaria en esa dirección. La historia geológica de estas rocas, formadas hace unos 130 millones de años en un ambiente marino, ha llevado

a que la matriz rocosa presente una cierta resistencia, que no se condice con la de sus discontinuidades, representadas por planos de estratificación y de fisilidad de elevada persistencia. El cerro de la Virgen presenta una estructura plegada y fallada, siendo característica de la cara sudeste una inclinación de la estratificación en coincidencia con la pendiente natural del terreno. Los estratos presentan una marcada continuidad, interrumpida ocasionalmente por fallas transversales a estos bancos.

El proceso asociado al evento corresponde a un deslizamiento planar o traslacional, en el cual existe una superficie plana dentro del macizo rocoso, de menor resistencia al corte, a través de la cual el sector suprayacente se desliza por acción de la gravedad (fig. 1). Para que esta situación ocurra, deben existir discontinuidades que inclinen hacia la cara libre del talud y con menor pendiente ($i_b < i_r$), de modo que pueda desarrollarse libremente el movimiento (fig. 2). Ante esta situación, y en función de la resistencia al corte de las discontinuidades, el deslizamiento podría ocurrir en cualquier momento o incluso podría haberse iniciado una reptación a muy baja velocidad, a medida que se va propagando la rotura a través del plano débil, conectándose las microfisuras para formar la superficie de deslizamiento. Esto se debe a que los macizos rocosos son cuerpos naturales, que pueden presentar mayor resistencia en ciertos sectores, la cual debe ser superada para que se inicie el movimiento. En este punto, es común que el proceso se acelere repentinamente debido a un agente disparador externo, que podría ser el agua que se infiltra en el plano de rotura, una vibración del terreno, como un sismo, o cualquier otra situación que altere el precario equilibrio de la ladera.



Figura 1. Deslizamiento planar ocurrido el 1° de agosto de 2023 en el cerro de la Virgen, ruta provincial 43, Chos Malal. En la fotografía, tomada dos días después del evento, se puede apreciar la superficie plana y estriada, sobre la cual se produjo el deslizamiento, correspondiente a un plano de estratificación. El código QR lleva al informe original del evento.

3. Análisis de estabilidad del macizo rocoso

Bajo el esquema conceptual planteado y sobre la base de los datos relevados durante la visita al sitio, se analizó la estabilidad del macizo rocoso comprendido por el talud de excavación de la ruta provincial 43, en un tramo de unos 1500 m de longitud, entre el puente sobre el río Curi Leuvú, al noreste,

y una curva a 90 grados al sudoeste. A lo largo de este segmento, la carretera discurre sobre la cara sudeste del cerro de la Virgen, cortando una secuencia sedimentaria dispuesta en estratos continuos, que inclinan al sudeste.

Como primera medida, y considerando el riesgo asociado, se definieron cuatro zonas geotécnicas (fig. 3): 1) sector desli-

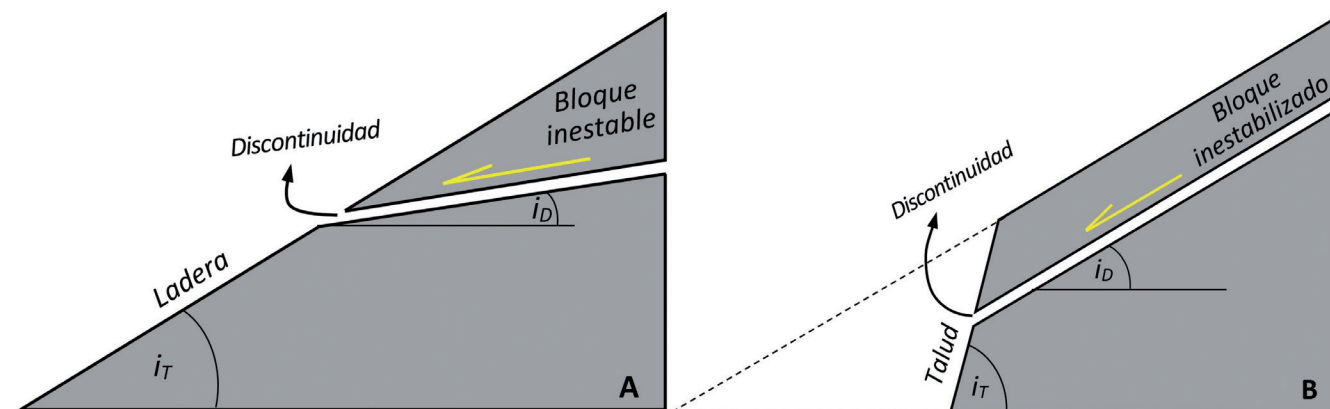


Figura 2. Condición cinemática necesaria, pero no suficiente, para el desarrollo del movimiento de un bloque en favor de la gravedad, bajo un mecanismo de deslizamiento planar. El ángulo de inclinación de la discontinuidad (plano potencial de deslizamiento) (i_D) debe ser menor al de la ladera natural (A) o talud de excavación (B) (i_T), y ambos estar orientados en la misma dirección, con un margen de tolerancia de unos 20°.

zado; 2) áreas adyacentes al deslizamiento con evidencias de deformación activa; 3) sectores sin rasgos visibles de deformación, pero con una configuración geométrica que evidencia potenciales inestabilidades; y 4) un tramo final con evidencias de deslizamientos recientes en cuña, producto de una orientación de discontinuidades diferente al resto de los sectores.

Partiendo del análisis del sector deslizado, se definió un criterio de rotura en función de las características del evento y de los materiales involucrados, para posteriormente llevar a cabo un retroanálisis que permitiera ajustar y validar el modelo de estabilidad elaborado a partir de los parámetros medidos *in situ*. Sobre la base de este modelo geomecánico ajustado, se procedió a evaluar la estabilidad del macizo rocoso remanente en los sectores adyacentes al evento, que presentan características geológicas análogas, si bien la configuración geométrica de los taludes de excavación difiere en algunos sectores.

3.1. Análisis del sector deslizado

En la zona deslizada se constató que la pendiente natural del terreno presenta un azimut de unos 040° y una inclinación del orden de 30° al sudeste, en coincidencia con los planos de estratificación del macizo rocoso ($30^\circ \pm 5^\circ$), principales discontinuidades que controlan su estabilidad. La ruta en este tramo se dispone paralela al rumbo de estos planos, con variaciones del orden de los 10°.

La inclinación del talud excavado durante la reciente ampliación de la ruta es del orden de los 60°. La extensión del deslizamiento ha sido restringida por la presencia de una quebrada que actuó como barrera, limitando su propagación lateral.

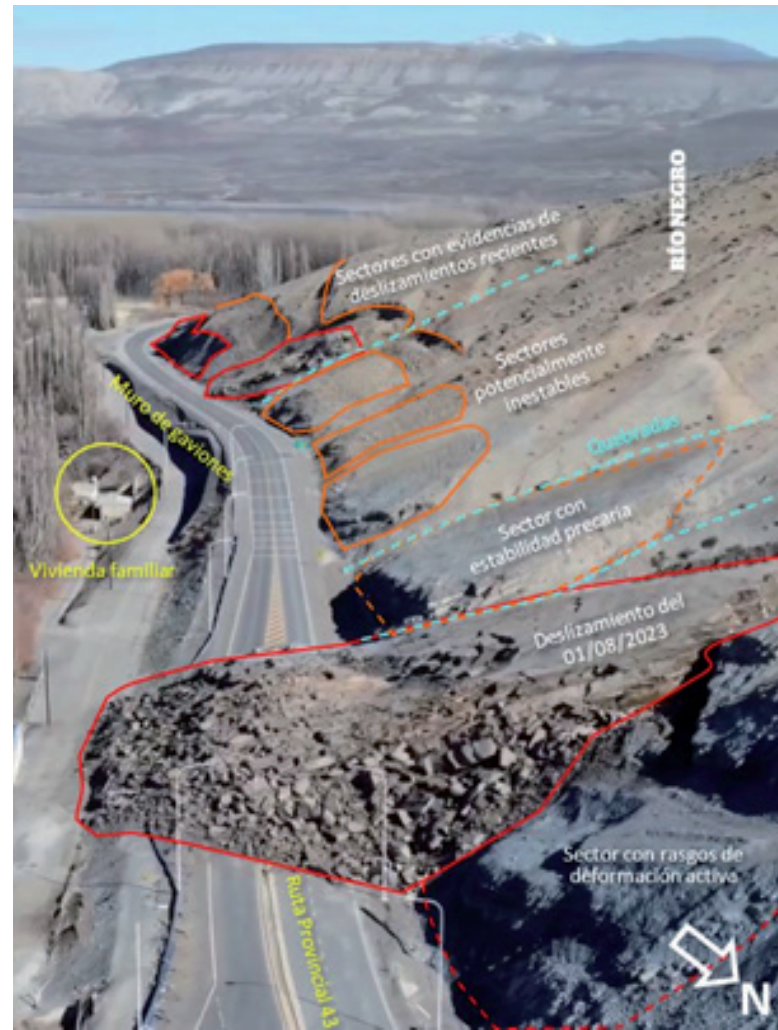
El macizo rocoso afectado por el evento fue modelado mediante el criterio de rotura de Barton y Choubey (1977), a partir de parámetros medidos en el sitio (Tabla 1). Se optó por este criterio, debido a que se considera el más adecuado para terrenos que ya han sido movilizados, en los que domina una resistencia al corte residual.

Parámetro	Valor	Método
Criterio de rotura	$\tau = \sigma_n \operatorname{tg}(\varphi_r + i)$	$\tau = \sigma_n \operatorname{tg}[\varphi_b - 20^\circ + 20(r/R) + \operatorname{JRC} \log(\operatorname{JCS}) - \operatorname{JRC} \log(\sigma_n)]$ (Barton y Choubey 1977)
φ_b : ángulo de fricción básico	28°	Ensayo de inclinación – o <i>tilt test</i> – realizado en el sitio, a partir de dos bloques separados por una fractura fresca (Alejano et al. 2012)
r/R: relación de resistencias a la indentación	21/38	Medida con esclerómetro de Schmidt, sobre las paredes de la discontinuidad (r) y sobre la roca intacta (R) (Aydin 2009)
JRC: rugosidad	3	Medida en los planos de discontinuidad (Barton y Choubey 1977)
JCS: resistencia a la compresión uniaxial de las paredes de la discontinuidad	28 MPa	A partir de r, mediante la expresión $\log(\operatorname{JCS}) = 0,00088 \gamma r + 1,01$ (Deere y Miller 1966)
γ : densidad de la roca	24 kN/m ³	Estimada a partir de la litología
φ_r : ángulo de fricción residual	19°	$\varphi_r = \varphi_b - 20^\circ + 20(r/R)$ (Barton y Choubey 1977)
Envolvente de rotura	$\tau = \sigma_n \operatorname{tg}[23^\circ - 3 \log(\sigma_n)]$	Barton y Choubey (1977)

Tabla 1. Análisis de estabilidad del sector deslizado mediante el criterio de rotura de Barton – Choubey (1977).

Los resultados han sido validados a partir de un retroanálisis, mediante el software Rocplane de la empresa Rocscience, obteniendo un factor de seguridad en torno a 1 en el sitio deslizado. Esto permitió llevar a cabo un diagnóstico expeditivo del estado de situación del macizo remanente, de similares características geomecánicas, y estimar la posibilidad de que se propaguen nuevos deslizamientos en el corto o mediano plazo en otros sectores que presenten signos de deformación. El retroanálisis efectuado se basó en probar el modelo geomecánico, ajustando levemente alguno de los parámetros medidos, de forma de obtener un factor de seguridad (FS) en el entorno de la unidad, validando las condiciones del macizo rocoso que llevaron al deslizamiento. De esta manera, se ajustaron los valores adoptados para la resistencia a la indentación, parámetro que presentaba mayor dispersión,

siempre dentro del rango de mediciones obtenidas en el terreno. Teniendo en cuenta que al momento de efectuar el relevamiento se constató la presencia de humedad sobre la superficie de rotura, se le asignó un porcentaje de saturación del 25 %. De esta manera, se obtuvo un FS = 0,99 en condiciones estáticas, es decir, sin la acción de sismos u otras vibraciones. En este sentido, la región se encuentra en un ambiente con una sismicidad reducida a moderada, cuyo coeficiente sísmico, según INPRES (2022) es de 0,13. A partir de estos ajustes realizados, se analizó la estabilidad del mismo sector en condiciones secas, obteniendo un valor de FS = 1,06, lo que implica una situación de estabilidad muy precaria, previa al evento de precipitaciones que pudo haber actuado como disparador del deslizamiento.



3.2. Sectores con evidencias de deformación activa

Partiendo de los parámetros ya validados, se extendió el análisis de estabilidad hacia la zona ubicada inmediatamente al noreste del sector deslizado (fig. 3). Se trata de un sector del macizo rocoso remanente delimitado por una serie de grietas de tracción, tanto transversales, como longitudinales al talud, que dan cuenta que el mismo ha sufrido deformación, quedando en una situación de equilibrio límite, con resistencia residual, a la espera de que se produzca un leve desbalance, que termine por deslizar el bloque. Sometiendo el modelo a un 30% de saturación del plano de deslizamiento, asemejando a lo que podría ser un evento de precipitación copiosa o sostenida en el tiempo, el factor de seguridad llega a descender por debajo de la unidad, lo que implica un franco movimiento en favor de la gravedad.

3.3. Análisis del sector sin evidencias de deformación reciente

Con el objeto de evaluar la estabilidad de aquellos sectores sin claras evidencias de haberse iniciado un proceso de deslizamiento, se optó por aplicar

◀ Figura 3. Escena de un video obtenido mediante un dron, que ha circulado en los medios de comunicación. Corresponde al fotógrafo Martín Ortiz. Se observa el sector deslizado y otras zonas analizadas, así como la orientación general de los estratos.

Parámetro	Valor	Método
Criterio de rotura	$\sigma'_1 = \sigma'_3 + \sigma_{ci} \left(m_b \frac{\sigma'_3}{\sigma_{ci}} + s \right)^a$	Hoek et al. (2002)
σ_{ci} : resistencia a la compresión uniaxial de la matriz rocosa	66 MPa (R=38; R4)	A partir de Deere y Miller (1996), con un índice de indentación representativo de R=38, consistente con el valor R4 obtenido mediante ISRM (1978)
m_b : parámetro propio del macizo rocoso	0,0326	$m_b = m_i e^{[(GSI-100)/(28-14D)]}$ (Hoek et al. 2002)
s : parámetro del macizo rocoso	0,000052	$s = e^{[(GSI-100)/(9-3D)]}$ (Hoek et al. 2002)
a : parámetro del macizo rocoso	0,5273	$a = 1/2 + 1/6 [e^{-(GSI/15)} - e^{-(20/5)}]$ (Hoek et al. 2002)
D: calidad de las excavaciones	1	Voladuras sin control (Hoek et al. 2002)
GSI: Índice de Resistencia Geológica	27	Macizos rocosos heterogéneos molásicos, tipo M7 (Hoek et al. 2005) o macizos sedimentarios heterogéneos tipo flysch, categoría E (Marinos y Hoek 2000).
Envolvente de rotura	$\sigma_1 = \sigma_3 + 66 \text{ MPa } (0,005 \sigma_3 + 0,000005)^{0,527}$	Hoek et al. (2002)

Tabla 2. Análisis del sector sin evidencias de deformación, mediante el criterio de rotura general de Hoek et al. (2002).

el criterio de rotura generalizado de Hoek – Brown (2002), cuyos parámetros se presentan en la Tabla 2. Estos sectores presentan características geológicas similares a las de la zona deslizada. Si bien no se reconocieron grietas recientes, existe una serie de fallas y diaclasas normales a la estratificación que demarcan zonas potencialmente inestables. Respecto de las tareas de ampliación de la ruta, el pie de la ladera en estos sectores ha sufrido menor excavación vertical que en el área deslizada.

Aplicando este criterio de rotura, para un macizo rocoso con resistencia de pico y una cierta cohesión, dados por la ausencia de deformación evidente y en condiciones estáticas, el talud presenta un factor de seguridad de 2,95; es decir, que no se esperan inestabilidades en condiciones normales. Este equilibrio, sin embargo, podría verse significativamente alterado en caso de generarse una carga hidráulica sobre alguno de los planos de estratificación que controlan su estabilidad. Modelando este sector en las mismas condiciones, pero con una saturación del 83 %, se obtiene una caída del factor de seguridad por debajo de la unidad. Esta situación representaría una abundante infiltración de agua hacia el plano débil, asociada a precipitaciones intensas o sostenidas en el tiempo.

4. Posibles causas del deslizamiento

Dada la configuración geométrica de la pendiente y los planos de estratificación, puede afirmarse que la ladera sudeste del cerro de la Virgen se encontraba inicialmente en un cierto estado de equilibrio, situación que perduró durante el funcionamiento de la carretera original, la cual se mantuvo mayormente alejada del cerro.

Este equilibrio fue alterado sustancialmente durante la modificación de la traza de la carretera, particularmente en el sector deslizado, como puede apreciarse al consultar las imágenes históricas disponibles, por ejemplo, en Google Earth (Celli 2023), llevando la configuración de la ladera a una situación análoga a la de la figura 2b; es decir, descalzando el pie del talud y permitiendo el libre movimiento entre estratos del macizo rocoso, en favor de la gravedad.

Si bien se estima que un evento de precipitaciones moderadas pudo haber actuado como disparador del deslizamiento, evidenciado por la presencia de humedad detectada al momento de llevar a cabo el relevamiento, el talud se encontraba previamente en una situación de estabilidad muy precaria, con un factor de seguridad en torno a la unidad (estimado en 1,06).

La ejecución de voladuras sin precorte, es decir, sin una adecuada metodología que minimice el fracturamiento del macizo rocoso remanente, pudo haber contribuido a la desestabilización. Sin embargo, un trabajo controlado no hubiese evitado los deslizamientos con el diseño geométrico planteado.

5. Lecciones aprendidas

El análisis de estabilidad llevado a cabo al momento del evento sugiere la posibilidad de que continuasen deslizando-

se algunos sectores del talud, lo cual implicaba la necesidad de ejecutar medidas correctivas, que involucrasen cambios en el proyecto original, con sus respectivos retrasos y sobrecostos.

Esta situación podría haberse evitado con un adecuado estudio geológico y geomecánico de la ladera, elaborado en forma previa a la ejecución de las obras de ampliación de la ruta, que alertase sobre las consecuencias de descalzar un macizo rocoso de estas características, sin la colocación de sostenimiento alguno, acompañado de una evaluación de alternativas para la posición de la nueva traza.

Habiéndose materializado el evento, y ante la premura en ejecutar obras que permitan reestablecer la circulación vehicular, se pone de manifiesto la necesidad de llevar adelante un proyecto por etapas, en donde las conclusiones de los estudios básicos alimenten la valoración de alternativas de anteproyecto, sobre la base del conocimiento del comportamiento del macizo rocoso. La secuencia lógica continúa con la elaboración de un proyecto ejecutivo que permita, una vez aprobado, comenzar la ejecución de las obras que resulten más convenientes y seguras. De esta manera, se acotan las incertidumbres, reduciendo sensiblemente el costo del riesgo.

Como en todos los órdenes de la vida, es necesario tomarse un tiempo para VER, un tiempo para PENSAR y, luego, un tiempo para ACTUAR. En este sentido, se rescata una frase de Speziale (1989): “Las omisiones y los errores cometidos en el proyecto o en la construcción, tarde o temprano serán puestos en evidencia por el comportamiento de la obra; ineludiblemente, entonces – ya tarde – habrá que enfrentar las consecuencias; es mejor sin duda ocuparse temprano de asegurar la interacción armónica entre la obra y su medio geotécnico, y en ello reside la importancia (superlativa) de la investigación.”

6. Agradecimientos

Al Subsecretario Martín Giusti y a los técnicos Gerónimo Millain y Ramiro Reyes, de la Subsecretaría de Defensa Civil y Protección Ciudadana de la provincia del Neuquén, por su valiosa colaboración y grata hospitalidad durante las tareas de campo.

7. Referencias

Alejano L, González J y Muralha J (2012) Comparison of different techniques of tilt testing and basic friction angle variability assessment. *Rock Mechanics and Rock Engineering* 45 (6): 1023-1035. Springer-Verlag.

Aydin A (2009) ISRM suggested method for determination of the Schmidt hammer rebound hardness: revised version. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 46: 627-634.

Barton N y Choubey V (1977) The shear strength of rock joints in theory and practice. *Rock Mechanics* 10: 1-54. Springer.

Celli A (2023) Deslizamiento en el Cerro de la Virgen, ruta provincial 43, Chos Malal, Neuquén: Asistencia técnica a la Subsecretaría de Defensa Civil y Protección Ciudadana de la pro-

- vincia del Neuquén. pp. 34. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Disponible en: <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/4416>.
- Deere D y Miller R (1966) Engineering classification and index properties of rock. Technical Report Air Force Weapons Laboratory, New Mexico, pp. 300.
- Hoek E, Carranza-Torres C y Corkum B (2002) Hoek-Brown failure criterion – 2002 Edition. NARMS-TAC Conference. Proceedings 1: 267-273, Toronto.
- Hoek E, Marinos P y Marinos V (2005) Characterization and engineering properties of tectonically undisturbed but lithologically varied sedimentary rock masses. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences, 42: 277-285.
- INPRES (Instituto Nacional de Prevención Sísmica) (2022) Mapa de Peligrosidad Sísmica de Argentina. Disponible en: http://contenidos.inpres.gob.ar/actualizacion_mapa.
- ISRM (International Society for Rock Mechanics) (1978) Suggested methods for quantitative description of discontinuities in rock masses. Commission on Standardization of Laboratory and Field Tests. International Journal of Rock Mechanics, Mining Sciences and Geomechanics 15: 319-368.
- Marinos P y Hoek E (2000) GSI: A geologically friendly tool for rock mass strength estimation. GeoEng2000, International Conference on Geotechnical Engineering. Proceedings: 1422-1446. Australia.
- Speziale J (1989) Grandes obras hidráulicas: ¿Cuánta investigación geotécnica? Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería. Actas 4: 7-15. Buenos Aires.
- Zöllner W y Amos A (1973) Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal. Provincia del Neuquén. Carta Geológico-Económica de la República Argentina Escala 1:200 000. Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 143, pp. 97.

Susceptibilidad al deslizamiento en las cuencas de la ladera sur del Parque Nacional Tunari, Cochabamba, Bolivia

Mauricio Marcelo Auza Aramayo (ORCID: 0009-0000-8762-2010),
 Javier Stephan Dalence Martinic (ORCID: 0000-0002-1061-3738)

CLAS, Universidad Mayor de San Simón (UMSS), Cochabamba, Bolivia. www.clas.umss.edu.bo

Correo de contacto: m.auza@umss.edu

Palabras claves: susceptibilidad, deslizamientos, flujo de escombros

Resumen

Se ha determinado la susceptibilidad al deslizamiento en las cuencas de la ladera sur del Parque Nacional Tunari, Cochabamba, Bolivia, integrando factores espaciales en forma de mapas e incorporándolos en dos metodologías: por un lado, la de los conjuntos difusos (*fuzzy set*) y, por otro, el del índice de sobreposición. Como punto de partida en ambos casos, se ha establecido la relación entre la ocurrencia de deslizamientos pasados (“cicatrices”) y los factores citados, cuantificando los grados de pertenencia en cada caso. Para el establecimiento de los pesos en el análisis de los factores concurrentes se efectuó un análisis multivariado. De forma complementaria se ha establecido, de acuerdo con las características morfométricas de las cuencas, la susceptibilidad a la formación de flujo de escombros como un elemento de amenaza sobre el área de influencia de cada cuenca.

1. Introducción

El martes 6 de febrero de 2018, se presentó un deslizamiento en la cuenca Taquiña en ladera sur del Parque Nacional Tunari (PNT), que generó posteriormente una mazamorra (aluvión) que afectó, aguas abajo, a viviendas asentadas en los planos de inundación del río Taquiña, jurisdicción del municipio de Tiquipaya. A pesar de que dicho evento fue considerado en un primer momento algo inusual, es claro que el mismo es parte del proceso formador del paisaje de la zona en cuestión. Los característicos abanicos aluviales de la zona de estudio han sido conformados mediante al aporte continuo de material proveniente de áreas aguas arriba y que no excluye posibles movimientos en masa como el deslizamiento que se presentó en la cuenca Taquiña. Consecuentemente, los deslizamientos son parte de la evolución de la cordillera del Tunari, de la cual los abanicos aluviales son parte sustancial que hoy por hoy, debido al crecimiento urbano, han sido paulatinamente ocupados por viviendas e infraestructura, estando en alto riesgo los asentamientos aledaños a los cursos de agua (fig. 1).

En el siguiente vínculo puede visualizarse un video captado durante el suceso por uno de los vecinos del área:
<https://www.youtube.com/watch?v=NwRm6JQzgMY>

En este contexto, se puede aseverar de que existe la probabilidad que el desastre natural acaecido en el municipio de Tiquipaya pueda eventualmente presentarse a futuro en cualquier otro plano de inundación de las áreas de influencia de los torrentes y ríos que descienden desde la ladera sur del PNT. De ahí surgió la necesidad de realizar la investigación respecto a la susceptibilidad al deslizamiento en estas cuencas, con la finalidad de establecer claramente franjas de seguridad en los planos de inundación y medidas de mitigación a ser implementadas en las áreas de aporte. En este contexto se asumió la susceptibilidad al deslizamiento como la probabilidad de que un deslizamiento ocurra en un área dada sobre la base de las condiciones locales del terreno (Brabb 1984). La susceptibilidad no considera la probabilidad temporal del colapso, es decir, cuán frecuentemente el deslizamiento ocurre, ni tampoco la magnitud del deslizamiento esperado, es decir, cuán grande



Figura 1. Parte del área de ocurrencia del deslizamiento en la cuenca Taquiña (a) y el área de afectación (abanico aluvial) del aluvión generado por el deslizamiento en la cuenca (b).

o destructivo será el colapso (Committee on the Review of the National Landslide Hazards Mitigation Strategy 2004).

2. Área de estudio

La zonificación a la susceptibilidad a deslizamientos se localiza en el departamento de Cochabamba (Bolivia), específicamente en las cuencas que drenan la ladera sur del PNT y que influyen en la zona del valle central donde se asientan urbanizaciones expuestas a la amenaza de los aluviones que pueden derivarse de los posibles deslizamientos. La formación de los abanicos aluviales es dada por la deposición de sedimentos y de material grueso como piedras y rocas, cuya fuente son los procesos de erosión y de movimientos en masa que puedan presentarse en las áreas de aporte. El área de estudio se conforma con las áreas de aporte (cuencas) con una superficie de 436 km² y con las áreas de afectación (abanicos aluviales) de 50 km².

3. Materiales y métodos

Respecto a la zonificación, esta se sustentó en dos procedimientos paralelos e independientes entre sí siendo estos: 1) Lógica de conjuntos difusos (*fuzzy sets*) sobre la base dada por Bonham-Carter (1994), y 2) Índice de sobreposición, a partir del procedimiento dado por van Westen et al. (1997). Se establecieron factores concurrentes que en su interacción definen el grado de susceptibilidad al proceso de deslizamiento. Para ello se tomó como referencia los factores empleados por Ercanoglu y Gokceoglu (2002), siendo estos los siguientes: 1) cobertura de la tierra. 2) altitud. 3) pendiente del terreno. 4) dirección de la pendiente. 5) litología. 6) contenido de arcilla del suelo. 7) contenido de humedad del subsuelo. 8) distancia desde los cursos de agua.

La metodología planteada se aplicó teniendo como unidad cartográfica de análisis la unidad hidrológica. Estas unidades se generaron empleando como punto de partida un Modelo Digital de Elevación (DEM) ALOS PALSAR, con resolución espacial de 12,5 m, mediante el hidroprocesamiento del SIG ILWIS.

En cuanto al inventario de la ocurrencia de deslizamientos, este inicialmente fue establecido a partir de la delineación sobre una imagen Google Earth de las marcas visibles producidas por deslizamientos pasados (“cicatrices”). Esta delineación incluyó el registro de la superficie o área del deslizamiento, del ángulo de la pendiente, dirección del buzamiento, y otros rasgos, tales como el uso de la tierra, cobertura vegetal, textura y dirección de la pendiente. Estas variables registradas fueron seleccionadas para establecer grados de correspondencia con los factores concurrentes establecidos, siendo estos últimos conformados como mapas de entrada al análisis mediante operaciones del SIG.

La conformación de las pertenencias o membresías, que son valores fluctuantes entre 0 (no pertenencia, no susceptible a deslizamiento) y 1 (total pertenencia, totalmente susceptible a deslizamiento), se realizó sobreponiendo el mapa de cicatrices delineado sobre la imagen Google Earth y los mapas de las variables arriba mencionadas. La superficie de sobreposición fue el criterio para asignar las correspondientes pertenencias, es decir, mayores superficies ocupadas por deslizamientos observados reciben un mayor grado de pertenencia.

Los mapas de pertenencia para cada factor implicado se constituyen insumos para aplicar funciones difusas (*fuzzy*) de cuyo resultado se derivó el mapa de susceptibilidad.

Para el caso del índice de sobreposición, una vez determinada las pertenencias para las variables o factores condicionantes, se realizó el análisis multivariado empleando la determinación de la matriz de correlación. La técnica consiste en extraer los autovalores y autovectores de la matriz de correlaciones o de covarianzas (Davis 1973), empleando los factores considerados en el análisis. Esta determinación busca establecer los pesos que tienen cada variable o factor para la respectiva ponderación en el proceso final de combinación (mediante sobreposición) de los mapas de pertenencia.

De forma complementaria a estas dos metodologías se determinó la susceptibilidad a la generación de flujo de escombros tomando como base de cálculo a: (1) Wilford et al. (2004) para establecer la tasa de Melton, donde se establece que valores superiores a 0,6 son subcuencas con una tendencia a Crecidas con lodos; (2) Santos y Menéndez (2006) en la zona montañosa de Cantabria (España) mediante mediciones y cartografía detallada, la cual permitió aproximar el comportamiento de una subcuenca utilizando su superficie y su pendiente, así como determinar si una subcuenca tiene una tendencia a formar flujo de escombros o formar canales aluviales, que sólo acarrearán flujos sin escombros.

4. Resultados

Deslizamientos observados. Los deslizamientos delineados sobre la imagen Google Earth y luego corroborados en campo los accesibles, totalizan una superficie de 44 hectáreas distribuidos a través de 33 polígonos demarcados, fluctuando su superficie entre 700 m² y 7,5 ha. Esta delineación pudo haber subestimado la superficie real que sufrió deslizamientos, ya que los más antiguos presentan procesos de consolidación (asentamientos, erosión y repoblamiento vegetal) que pueden llegar a ocultar sus rasgos visibles en la imagen. Esta baja superficie en relación con el total del área de estudio se ha constatado en anteriores trabajos, como por ejemplo el CLAS (2011), referente a la vegetación predominante en las cuencas de ladera sur del Parque Tunari, ha establecido que tan solo 0,56 % de esta ladera evidencia deslizamientos activos. La mayor parte de las cicatrices delineadas se localizan en la parte central del área de estudio, con una tendencia incremental hacia la parte Este, al mismo tiempo la evidencia visual muestra que los deslizamientos se localizan en las altitudes medias de las cuencas y no así en las partes altas de las mismas.

Grados de pertenencia. De todos los factores concurrentes, se resalta que la pendiente del terreno y la litología son los que, por sus grados de pertenencia, contribuyen de manera sustancial a la ocurrencia de los deslizamientos, siendo las pendientes mayores de 20 % y la litología compuesta de lutitas y areniscas (formación Anzaldo) las unidades que realzan esta contribución.

Susceptibilidad al deslizamiento. A partir de los métodos empleados se generó dos mapas (fig. 2). Empleando el método *fuzzy* se establece que el 85 % del área de estudio presenta una susceptibilidad baja teniendo, al mismo tiempo, una suscep-

tibilidad moderada el 11 %, y finalmente una susceptibilidad alta el 4 % del área de estudio. Respecto al método del índice de sobreposición, se establece que el 53 % del área de estudio presenta una susceptibilidad baja teniendo, al mismo tiempo, una susceptibilidad moderada el 30 % y finalmente una susceptibilidad alta el 17 % del área de estudio.

Susceptibilidad a la formación de flujo de escombros. El cálculo desagregado de la tasa de Melton a nivel de subcuencas permitió establecer de manera pormenorizada dicha tasa. El mapa resultante permitió determinar aquellas subcuencas que poseen una tasa de Melton superior a 0,6 y que indicarían un potencial para generar flujo de escombros. A partir de este valor se logró el agrupamiento de subcuencas permitiendo, consecuentemente, establecer aquellas cuencas que tienen un potencial para generar flujo de escombros (altamente peligrosos) o crecidas con lodos (de menos peligrosidad). Los resultados alcanzados por la metodología de área-pendiente generaron un resultado muy similar en cuanto al nivel de la delineación de subcuencas, pero difiriendo en cuanto a las superficies, alcanzando 180 km² y de 137 km² de áreas generadoras de flujo de escombros, para la tasa de Melton y para la relación área-pendiente, respectivamente.

Priorización de cuencas. A partir de la sobreposición de susceptibilidad al deslizamiento como al potencial generador de

flujo de escombros y tomando en cuenta las superficies determinadas en cada cuenca se priorizó un mapa de cuencas que se detalla en la figura 3.

5. Discusión

Los factores preponderantes (pendiente y litología) no permitirían establecer de manera directa una intervención de manejo de prácticas para reducir la susceptibilidad al deslizamiento. Es de hacer notar que, aunque la cobertura vegetal no incide de manera significativa en los deslizamientos, en términos de manejo podría lograr una reducción de la susceptibilidad ya que, por ejemplo, la unidad “Bosques” tienen una baja pertenencia en la ocurrencia de los deslizamientos.

En cuanto a la susceptibilidad a deslizamientos, a pesar de que en ambos métodos reportan una reducida superficie de la categoría “Alta susceptibilidad” que denotaría, en términos generales que los procesos de deslizamientos de la ladera sur del PNT no son significativos. Las superficies de alta susceptibilidad pueden llegar a constituirse en una amenaza, ya que, por ejemplo, aunque el deslizamiento en la cuenca Taquiña en relación con toda su superficie fue pequeño, los efectos aguas abajo fueron bastante críticos. Al superponer los resultados de índice de sobreposición en su categoría de “Alta susceptibilidad” con los polígonos delineados de deslizamientos

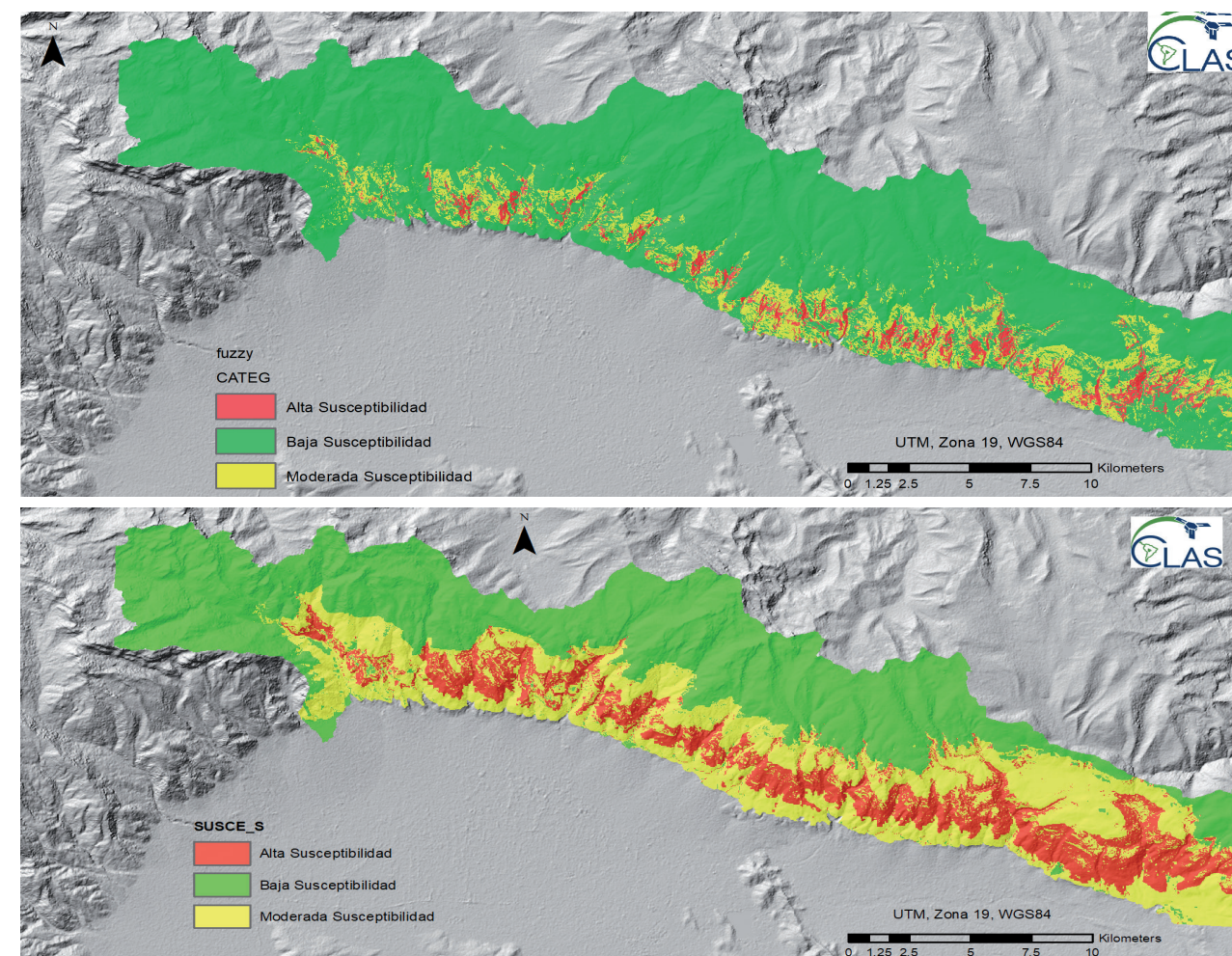


Figura 2. Mapas de susceptibilidad al deslizamiento: (a) método Fuzzy y (b) método de índice de sobreposición.

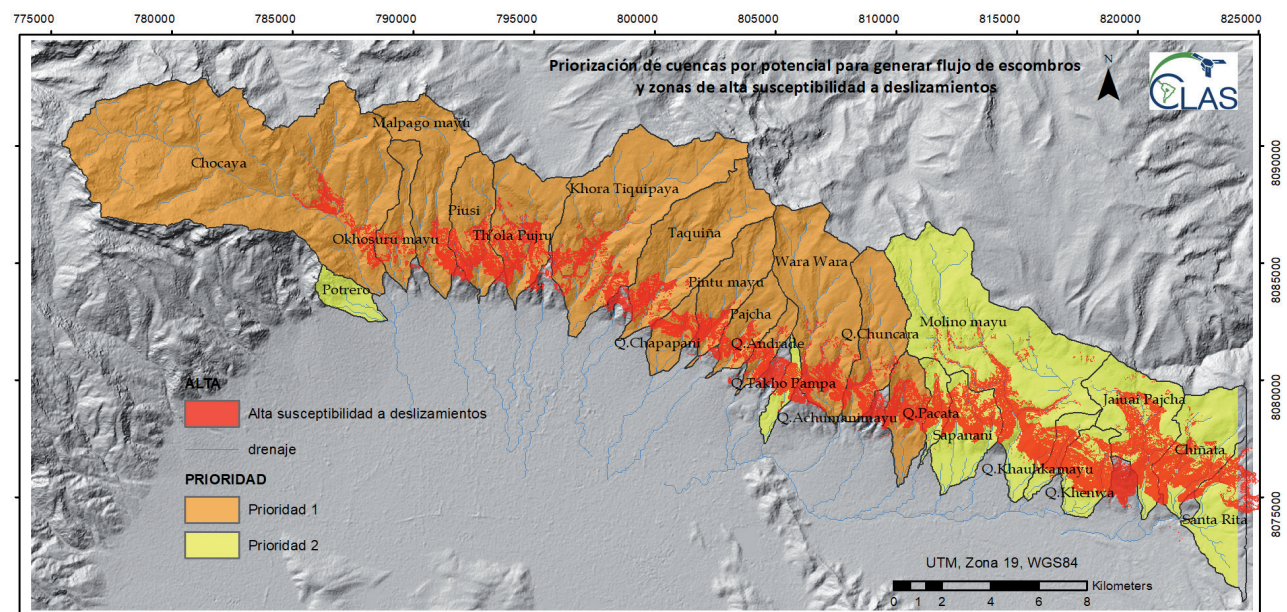


Figura 3. Priorización de intervención de las cuencas en base a las zonas de alta susceptibilidad al deslizamiento y con alto potencial de flujo de escombros.

se logra un 55 % de concatenación frente al 67 % del método *fuzzy*. A pesar de estos resultados que indicarían una mejor aproximación del método *fuzzy*, enmarcados siempre en el principio de precaución (Kriebel et al. 2001) y tomando en cuenta tanto los efectos que tuvo el deslizamiento en la cuenca Taquina y el correspondiente flujo de escombros generado, se asume que los resultados obtenidos por el método del índice de sobreposición son los que debieran ser considerados desde el punto de vista del manejo con fines de prevención y mitigación de estos movimientos en masa.

6. Conclusiones

De todos los factores concurrentes en el análisis de conjuntos difusos (*fuzzy*) efectuado, la cobertura de la tierra, altitud, pendiente, litología, contenido de arcilla del suelo y contenido de humedad del subsuelo, son los factores con mayores valores de pertenencia, estableciéndose que las zonas de mayor susceptibilidad a los deslizamientos se caracterizan por la presencia de arbustos - pastizales y suelo desnudo, con altitudes entre 2 900 y 3 600 m s.n.m., con pendientes mayores de 20 %, con una litología de limolitas y areniscas, cuyos contenidos de arcilla de los suelos fluctúan entre 20 % y 30 % y con una moderada humedad del subsuelo. En el análisis de factores del índice de sobreposición, se ha establecido una jerarquía de importancia en la ocurrencia de deslizamientos dado en el siguiente orden: contenido de humedad del subsuelo, altitud, contenido de arcilla de los suelos y litología.

A partir de los resultados logrados con la metodología de conjuntos difusos (*fuzzy*), se establece que el 85 % del área de estudio presenta una susceptibilidad baja, una susceptibilidad moderada el 11 %, y una susceptibilidad alta el 4 %. De acuerdo con los resultados del índice de sobreposición, se establece que el 53 % del área de estudio presenta una susceptibilidad baja, una susceptibilidad moderada el 30 %, y finalmente una susceptibilidad alta el 17 %.

Se ha establecido que 14 cuencas del área de estudio debieran ser priorizadas por su alto potencial para generar flujo de es-

combros, debiendo, por lo tanto, ser enfatizado la puesta en práctica en dichas cuencas de medidas de mitigación y control tanto en sus áreas de drenaje como en sus abanicos aluviales.

7. Referencias

- Brabb, E.E. (1984) Innovative approaches to landslide hazard mapping. Proceedings 4th International Symposium on Landslides, Toronto, 1: 307-324.
- Bonham-Carter, GF (1994) Geographic Information Systems for Geoscientists. Modelling with GIS. Computer Methods in the Geosciences, 13: 267- 302. Pergamon.
- CLAS (2011) Desarrollo para la gestión integral del Parque Nacional Tunari. Gobierno Autónomo Departamental de Cochabamba. Servicio Nacional de Áreas Protegidas (SERNAP)
- Committee on the Review of the National Landslide Hazards Mitigation Strategy (2004) Partnerships for Reducing Landslide Risk. Assessment of the National Landslide Hazards Mitigation Strategy. Board on Earth Sciences and Resources, Division on Earth and Life Studies, The National Academic Press, Washington, D.C., pp. 143.
- Davis, JC (1973) Statistics and data analysis in geology. Wiley, Chichester
- Ercanoglu, M y Gokceoglu, C. (2002). Assessment of landslide susceptibility for a landslide-prone area (north of Yenice, NW Turkey) by fuzzy approach. Environmental Geology (2002) 41: 720-730. DOI 10.1007/s00254-001-0454-2
- Kriebel D, Tickner J, Epstein P, Lemons J, Levins R, Loechler E, Quinn M, Rudel R, Schettler T, y Stoto M (2001) The Precautionary Principle in Environmental Science. Environmental health perspectives. 109. 871-6. 10.1289/ehp.01109871.
- Santos R y Menéndez R (2006) Topographic signature of debris flow dominated channels: implications for hazard assessment. In: Monitoring, Simulation, Prevention and Remediation of Dense and Debris Flows. WIT Transactions on Ecology and the Environment, Vol 90. ISSN 1743- 3541 (on-line)
- van Westen CJ, Rengers N, Terlien MTJ, Soeters R (1997) Prediction of the occurrence of slope instability phenomena through GIS-based hazard zonation. Geol Rundsch 86: 404-414
- Wilford DJ, Sakals ME, Innes JL, Sidle RC y Bergerud W (2004) Recognition of debris Flow, debris Flood and Flood hazard through watershed morphometrics. Landslides, 1 (1): 61-66.

Análise de deslizamentos planares e do risco geológico correlato em Resplendor, Minas Gerais, Brasil

Rafael Silva Ribeiro (ORCID: 0000-0002-9616-6229)

Geólogo, Gerência de Hidrologia e Gestão Territorial, Superintendência Regional de Belo Horizonte, Serviço Geológico do Brasil, Avenida Brasil, 1731, Funcionários CEP: 30140-002, Belo Horizonte, MG, Brasil

E-mail de contato: rafael.silva@sgb.gov.br

Palavras chaves: risco, geologia de engenharia, deslizamento planar, desastres naturais

Resumo

Desde 2011, o Serviço Geológico do Brasil tem realizado o mapeamento dos riscos inerentes a desastres naturais no território nacional. Entre esses, está o deslizamento, que é classificado em rotacional e planar. No ano de 2013, as fortes chuvas em Resplendor desencadearam deslizamentos planares generalizados nas encostas às margens do rio Doce, causando danos severos às edificações. Em 2023, o Serviço Geológico do Brasil atualizou o mapeamento de risco na região, identificando 1 259 edificações em 69 setores, com 41 localizados na área de estudo. A presença de taludes contíguos a imóveis residenciais e comerciais, aliada às características geológico-geotécnicas, propiciam a ocorrência de deslizamentos. O processo construtivo desprovido de supervisão técnica adequada contribui significativamente para o problema, destacando a necessidade de monitoramento constante e intervenções preventivas no terreno.

1. Introdução

Em 2016 a Assembleia Geral das Nações Unidas (UNGA 2016) definiu o risco como a possibilidade de que ocorram mortes, feridos ou destruição de bens em um sistema, sociedade ou comunidade em um período de tempo em função da ameaça, exposição, capacidade e vulnerabilidade. Desde 2011, o Serviço Geológico do Brasil (SGB) vem realizando o mapeamento dos riscos a desastres naturais no território nacional em escala que varia de 1:2.000 a 1:1.000 (Macedo e Mirandola 2018). No Brasil, a maioria dos desastres está categorizada na Classificação e Codificação Brasileira de Desastres (Brasil 2012). Os desastres naturais são agrupados em: geológicos, hidrológicos, meteorológicos, climatológicos e biológicos. Entre os desastres geológicos, estão os deslizamentos.

Cruden e Varnes (1996) definem deslizamento como o movimento descendente de solo e/ou rocha em um declive que ocorre em superfícies de rupturas ou em zonas relativamente finas com intensa deformação cisalhante. Riffel, Guasselli e Bressani (2016) apontam que os deslizamentos são processos rápidos e marcantes na evolução das encostas. Os deslizamentos são classificados em planares ou translacionais e rotacionais ou circulares. O deslizamento planar é caracterizado por sua superfície de ruptura praticamente plana e aproximadamente paralela ao terreno, além do deslocamento translacional do material.

Os objetivos dessa pesquisa consistem na análise dos deslizamentos planares que ocorreram no distrito-sede de Resplendor em 2013, no estudo do mapeamento do risco geológico de 2023 com foco neste movimento gravitacional de massa, e

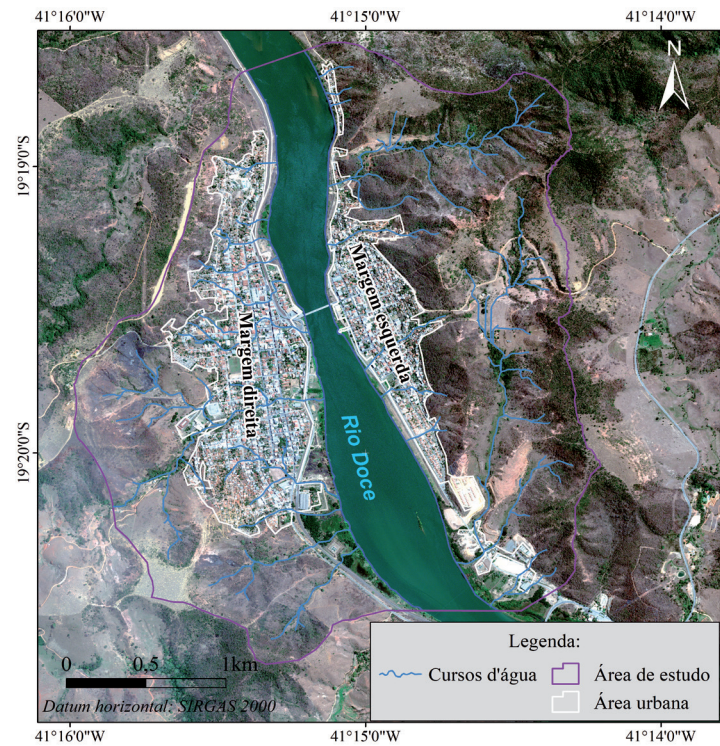
quais são os fatores que acarretam e favorecem o surgimento do processo.

2. Área de estudo

O Município de Resplendor está localizado no extremo leste do Estado de Minas Gerais. De acordo com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, possui cerca de 1.082 km² e população de 17 226 habitantes (IBGE 2022). É formado por seis distritos: Resplendor, Independência, Calixto, Campo Alegre de Minas, Nicolândia e Bom Pastor (fig. 1).



Figura 1. Município de Resplendor.



A área de estudo é constituída pela área urbana do distrito-sede de Resplendor, que perfaz 1,9 km², bem como as encostas circundantes, que chegam a atingir cerca de 320 metros de amplitude altimétrica (fig. 2).

A área urbana da sede municipal abarca porções das margens direita e esquerda do rio Doce, ocupando a estreita planície alongada na direção N-NW/S-SE, as encostas dos morros altos subsequentes e suas rampas de alúvio-colúvio (fig. 3).

No município afloram rochas sedimentares, ígneas e principalmente metamórficas, tais como kinzigito, metatonalito e xisto (fig. 4).

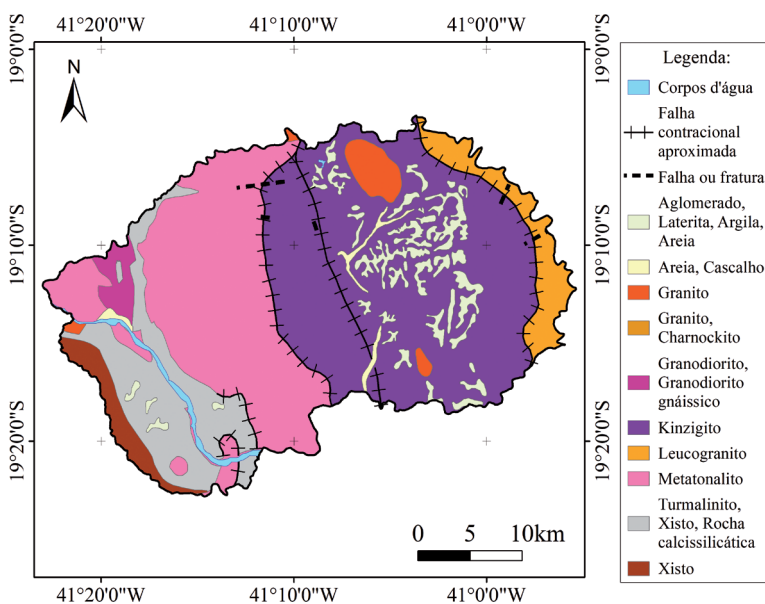
3. Materiais e métodos

Na etapa de campo conduzida pelo SGB, são examinadas as características geológico-geotécnicas do terreno, outras condições potenciais para a deflagração de desastres, evidências de processos em curso e o histórico de eventos pretéritos. As edificações das áreas urbanas são analisadas para determinação da vulnerabilidade.

◀ Figura 2. Área de estudo.



Figura 3. Visão geral da área urbana do distrito-sede de Resplendor.



A área de estudo do mapeamento de risco corresponde aos perímetros urbanos dos municípios. Conforme Ribeiro (2022), as construções em risco são agrupadas em setores, que posteriormente são qualificados em quatro graus: baixo, médio, alto e muito alto (Tabela 1). Os setores de risco são polígonos delimitados nas regiões urbanizadas do município passíveis de serem impactadas por desastres de natureza geológica e hidrológica.

A pesquisa considera somente setores com riscos alto (R3) e muito alto (R4), nos quais são contabilizadas as construções e estimado o número de moradores no interior do polígono demarcado. Em Resplendor, o mapeamento de risco foi realizado em 2014 e atualizado em 2023.

◀ Figura 4. Mapa geológico simplificado do Município de Resplendor. (Modificado de CPRM e CODEMIG 2014).

Grau de risco	Descrição
R3 Alto	<ul style="list-style-type: none"> Os condicionantes geológico-geotécnicos predisponentes e o nível de intervenção no setor são de alta potencialidade para o desenvolvimento de processos de deslizamento; Observa-se a presença de significativo(s) sinal(is), feição(ões) ou evidência(s) de instabilidade. Processo de instabilização em pleno desenvolvimento, ainda sendo possível monitorar a evolução do processo; Mantidas as condições existentes, é perfeitamente possível a ocorrência de eventos destrutivos durante episódios de chuvas intensas e prolongadas, no período compreendido por uma estação chuvosa.
R4 Muito Alto	<ul style="list-style-type: none"> Os condicionantes geológico-geotécnicos predisponentes e o nível de intervenção no setor são de muita alta potencialidade para o desenvolvimento de processos de deslizamento; Os sinais, feições ou evidências de instabilidade são expressivos e estão presentes em grande número ou magnitude. Processo de instabilização em avançado estágio de desenvolvimento. É a condição mais crítica, sendo possível monitorar a evolução do processo, dado seu elevado estágio de desenvolvimento; Mantidas as condições existentes, é muito provável a ocorrência de eventos destrutivos durante episódios de chuvas intensas e prolongadas, no período compreendido por uma estação chuvosa.

Tabela 1. Graus de risco alto e muito alto para deslizamento. (Modificada de Brasil e IPT 2007).

4. Resultados e discussão

As intensas precipitações pluviométricas em Resplendor, registradas em dezembro de 2013, desencadearam deslizamentos planares disseminados nas encostas das margens direita e



Figura 5. Deslizamentos planares em encosta da margem direita de Resplendor em 2013.

esquerda (fig. 5). Esse fenômeno acarretou a destruição parcial e total de moradias e foi um dos fatores que levaram à geração de corridas de massa na margem esquerda, onde há bacias hidrográficas suscetíveis ao movimento gravitacional de massa (fig. 6).



Figura 6. Deslizamentos planares e corridas de massa em encosta da margem esquerda de Resplendor.

Em 2023, o SGB concluiu a atualização do mapeamento de risco no município, revelando um total de 1 259 construções distribuídas em 69 setores (Ribeiro e Ribeiro 2023). Desses, 41 estão situados no interior da área de estudo e são locais onde deslizamentos são fenômenos que ocorrem de maneira isolada ou associados a outros movimentos gravitacionais de massa. Esses setores compreendem 67% das edificações em riscos alto e muito alto provocados por deslizamentos no município.

As encostas dos morros altos que circundam a área urbana da sede municipal são formadas, em grande parte, por solo pouco espesso assente sobre rochas metamórficas cujas superfícies de topos rochosos mergulham em direção ao rio Doce. Essa configuração é desfavorável para a estabilidade do terreno, potencializa a geração de deslizamentos planares e faz com que este processo ocorra em períodos de chuva na cidade (fig. 7).



Figura 7. Cicatriz de deslizamento planar em encosta de morro alto.

Os taludes de corte localizados próximos ou adjacentes a residências e estabelecimentos comerciais e muitas vezes executados sem o devido conhecimento técnico, são comuns na área de estudo. Essa condição torna os taludes vulneráveis à ocorrência de deslizamentos e as construções sujeitas ao atingimento provocados pelo fenômeno em períodos de intensa e/ou prolongada precipitação pluviométrica (fig. 8).



Figura 8. Deslizamentos em taludes de corte no Município de Resplendor.

5. Conclusões

O Município de Resplendor possui um histórico de desastres naturais relacionados principalmente a movimentos gravitacionais de massa. As características geológico-geotécnicas e geomorfológicas combinadas com as intervenções antrópicas na área de estudo, criam condições propícias para a existência de áreas de risco e favorecem a geração e deflagração de deslizamentos planares.

Parte significativa das áreas de risco a deslizamentos é decorrente da existência de construções sem acompanhamento técnico especializado, com imóveis erguidos muito próximos da crista ou da base de taludes de corte e que não consideram questões fundamentais de segurança. Este cenário é deflagrado durante intensas e/ou prolongadas precipitações. Portanto, é crucial que essas áreas sejam monitoradas e inspecionadas regularmente, já que a morfologia da encosta, a dinâmica hídrica, os atributos geotécnicos do substrato rochoso e os parâmetros do solo, colúvio e saprólito oferecem as condições necessárias para o surgimento de novos deslizamentos no terreno.

6. Referências

- Brasil e IPT – Instituto de Pesquisas Tecnológicas (2007) Mapeamento de riscos em encostas e margem de rios. Carvalho C S, Macedo E S, Ogura A T (orgs), Brasília.
- Brasil (2012) Ministério do Desenvolvimento Regional. Classificação e codificação brasileira de desastres – COBRADE. https://www.gov.br/mdr/pt-br/centrais-de-conteudo/publicacoes/protecao-e-defesa-civil-sedec/DOCU_cobrade2.pdf. Acesso em 20 Fevereiro 2023.
- CPRM – Serviço Geológico do Brasil e CODEMIG – Companhia de Desenvolvimento Econômico de Minas Gerais (2014) Mapa geológico e de recursos minerais do estado de Minas Gerais na escala de 1:1.000.000. Belo Horizonte.
- Cruden D M y Varnes D J (1996) Landslide types and processes. In: Turner A K, Schuster, R L (eds). Landslides: investigation and mitigation. Washington, DC: National Academy Press, pp 36-75. (Transportation Research Board. National Research Council. Special report, 247). <http://onlinepubs.trb.org/Onlinepubs/sr/sr247/sr247-003.pdf>. Acesso em 18 Fevereiro 2024.
- IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2022) IBGE Cidades e Estados. <https://cidades.ibge.gov.br/brasil/mg/resplendor/panorama>. Acesso em 30 Janeiro 2024.
- Macedo ES y Mirandola FA. (2018) Gestão de Riscos Geológicos. In: Oliveira A. M. S., Monticeli J. J. (eds), Geologia de Engenharia e Ambiental, 3 ed., ABGE – Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Ambiental, São Paulo, pp. 279-300.
- Ribeiro RS (2022) Atlas de riscos geológico e hidrológico do estado do Espírito Santo no período 2011-2020: resultados gerais. Geologia USP, Série Científica, São Paulo, n. 4, 22: 3-22. DOI: <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v22-192746>. Acesso em: 16 Dezembro 2024.
- Ribeiro RS y Ribeiro BHF (2023) Cartografia de risco geológico: Resplendor, Minas Gerais. rio de Janeiro: SGB-CPRM. <https://rigeo.cprm.gov.br/handle/doc/23897>. Acesso em: 21 Fevereiro 2024.
- Riffel ES, Guasselli LA y Bressani LA. (2016) Desastres associados a movimentos de massa: uma revisão da literatura. Boletim Goiano de Geografia, Goiânia, n. 2, 36: 285-101. DOI: <https://doi.org/10.5216/bgg.v36i2.42796>. <https://revistas.ufg.br/bgg/article/view/42796>. Acesso em 09 Janeiro 2024.
- UNGA – United Nations General Assembly (2016) Report of the Open-Ended Intergovernmental Expert Working Group on Indicators and Terminology Relating to Disaster Risk Reduction; Technical Report; UNGA: New York, NY, USA. <https://digitalibrary.un.org/record/852089>. Acesso em 21 Janeiro 2024.

The Santa Lucía Village landslide, Chaitén-Chile

Mauricio Mella, Javier Fernández, Natalia Garrido, Violchen Sepúlveda, David Quiroz

Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Avenida Santa María 0104, Santiago, Chile

Contact email: Mauricio.mella@sernageomin.cl

Keywords: rockslide, debris avalanche, debris and mud flows, proglacial lake, periglacial environment

Abstract

On December 16, 2017, a complex landslide occurred in the Yelcho Range that buried half of the Santa Lucía town's urban area and resulted in twenty-two fatalities. The complex landslide, that started as a deep-seated rockslide and evolved into a mud and to debris flow (after being a rock avalanche) was triggered by intense rainfall. The conditioning factors were the presence of highly altered volcanic rocks, vertical fractures, open cracks, and very steep slopes (~80°) of Yelcho Range, the high glacier retreat and proglacial lake close to the collapse and rain accumulation. A minimum $7.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ of sediments, water, ice and vegetal coverage were estimated for both flows and about $2 \times 10^6 \text{ m}^3$ were deposited on Santa Lucía village. An average velocity of 72 km/h was estimated for mixing flow in the canyon section of Burrito River.

1. Introduction

This article describes the origins, conditioning factors, velocity and volume estimations of Santa Lucía Village landslide from several meeting contribution and internal reports of the National Geological and Mining Service of Chile (e.g. Duhart et al. 2018, 2019; Fernández et al. 2018; Garrido et al. 2018; Mella et al. 2018; Sepúlveda et al. 2018). This landslide occurred on the 16th of December 2017 that causing damage and fatalities in the homonymous village and the 'Southern Way' (CH-7), and was generated in a periglacial environment with high glacier retreat, and conjugation of several conditioning factors and triggers (Garrido et al. 2018; Mella et al. 2018).

The Santa Lucía village is located in the north-south oriented tectonic valley (43°24' 51''S -72°22'02''W, fig. 1), that corresponds to the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (LOFZ). The valley has experienced erosion by glaciers and was later filled by glacial, volcanic, alluvial and fluvial sediments. The Yelcho Range is located in the Andean Main Range. It has NNW-SSE orientation with height above 2 400 m a.s.l., covered by retreating glacier and is sited around 8 km from the village (fig. 1).

1.1. Geology of generation area

The landslide generation area corresponds to Yelcho Range (fig. 1), a Middle to Upper Pleistocene volcanic chain called 'Complejo Volcánico del Cordón Yelcho' (Moreno 1995), which is covered by glaciers and situated above 15 km-long metamorphic and granitic rocks with an NNW-SSE orientation and an average altitude of 2 100 m a.s.l.. It presents deep incisions forming radial valleys with 'U'-shaped valleys and debris-covered glaciers that exhibit thick and fine sediments, containing ice cores on their frontal part (Duhart et al. 2018,

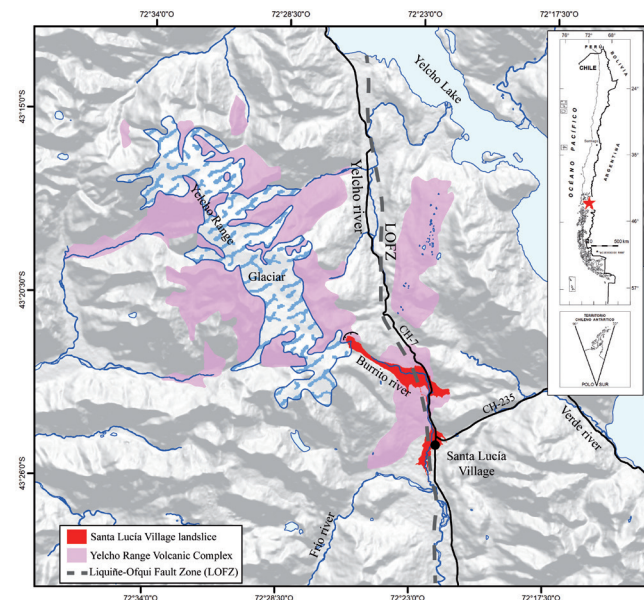


Figure 1. Location map of Santa Lucía Village landslide

2019; Sepúlveda et al. 2018). These rocks correspond mainly to lapilli and block tuffs, andesitic to dacitic, with fragments sub-rounded to angular fragments, immersed in a matrix of fine ash with intense argillic alteration and the presence of iron oxides which are characterized by an orange-brown color (Duhart et al. 2018, 2019; Garrido et al. 2018; Sepúlveda et al. 2018). The main regional structural component is the Liquiñe-Ofqui Fault Zone (ZFO) with an N-S orientation and a strike slip fault mechanism (Cembrano et al. 1996), whose primary trace emplace a long N-S valley where the main road 'Southern Way'(CH-7) and many of the towns of the area are located.

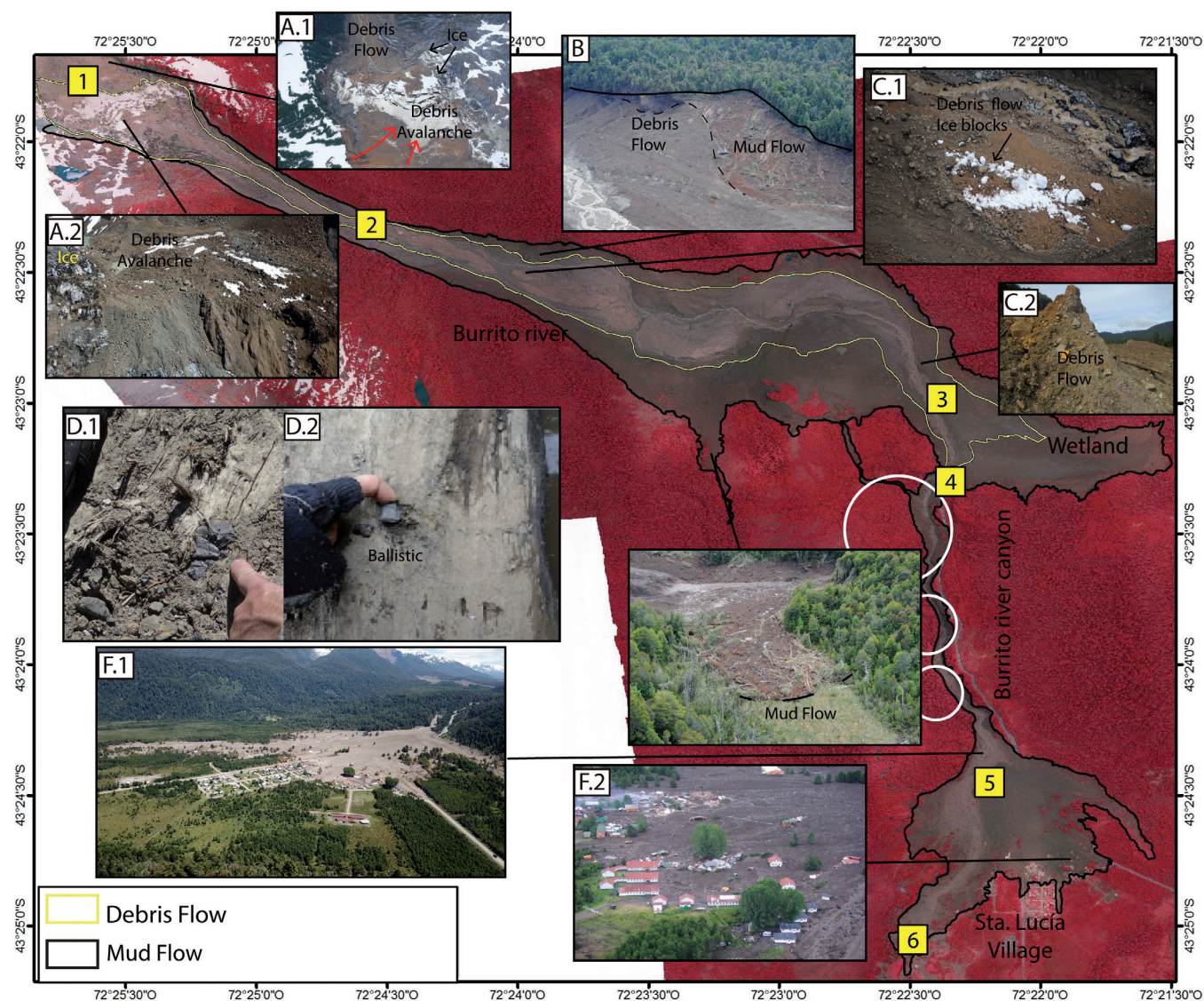


Figure 2. Near infrared image (Aerial Photogrammetric Service, 2017), red tones highlight the vegetation while gray tones delimit the affected area (circles indicate the curves used for mixing flow velocity estimations). A.1 and A.2: Debris avalanche in generation area (1). B: Debris Flow (2) over mud flow (1) on channeled area in Burrito River close of headwaters (2). C.1: debris flow with ice blocks in the channeled area (2); C.2: Debris Flow (2) in the unchanneled area (3) D.1 and D.2: Fragment of ballistic debris embedded in trees. F.1 and F.2: fan of mixing flow deposit in Santa Lucía Village area (5 and 6). Modified from Mella et al. (2018)

2. Santa Lucía Village landslide

The landslide starts as a deep-seated rockslides and ends as mud (flow 1) and debris flow (flow 2). The runout area is about 510 hectares with total length of approximately 12 km of distance from the generation area up to the confluence of the Burrito and Frio rivers. Six indicative segments were recognized (number 1 to 6 fig. 2) for this landslide.

2.1. Generation area

The generation area corresponds to the limit of the Yelcho glacier with the headwaters of the Burrito River, where a retreating valley glacier, cover with coarse sediment, was sited. The walls of the glacial valley range in height from 1 000 m to 1 400 m a.s.l. The main escarpment of the deep seated rockslide possesses a length of approximately 800 m (Garrido

et al. 2018; Sepúlveda et al. 2018; Duhart et al. 2019). The northern wall's highest average slopes range between 77° and 81°. The rockslide transformed into an avalanche that fell on into proglacial lake (Mella et al. 2018), fig. 2A. This interaction generated: 1) mud flow (flow 1) rich in water and debris expelled from the proglacial lake to high velocity (lateral blast) to the Burrito valley (fig. 2B) and 2) debris flow (flow 2) from debris avalanche channeled down to the Burrito (fig. 2C). Two lakes were generated because of dammed by debris avalanche.

2.2. Burrito river upper section (Channeled area)

The Burrito River upper section is located in 2 km long course of river (number 2, fig. 2) descended from elevation of 1 000 m to 600 m a.s.l., had an approximated affectation

width ranging from 200 m to 400 m wide and covered an approximate surface area of 54 hectares (Garrido et al. 2018; Duhart et al. 2019). From Digital Surface Model (DSM; Aerial Photogrammetric Service 2017) and field observations it was possible to determine an average wave height of 20 m. The incorporation of water, trees and soil increased the mass, volume and energy of the flow. (fig. 2B). Over the mud flow, debris flow was deposited in the channel of Burrito River (fig. 2B).

2.3. Wetland zone (Unchanneled area)

It corresponds to the piedmont (number 3, fig. 2), where there is a noticeable decrease in the slope to 10°, causing the mud flow to lose its confinement and start spreading sideways, covering an approximate area of 274 hectares in the process. It descended from 600 m to 380 m a.s.l., reaching a width of 1.4 km for 2,3-kilometer-long route in a west-east direction and going over 'Southern Way (CH-7)' at the 2 km mark, with a wave height of 40-50 m tall caused by the mud and debris flows energy, evidenced by the razed vegetation. In this area, the mixing of the mud flow and debris flow occurred, draining as a one debris flow to Santa Lucía Village through the Burrito canyon.

2.4. Burrito river canyon (Channeled area)

In this segment, the mixed debris flow entered the 20 m deep canyon, of the Burrito River from 380 m to 250 m a.s.l., throughout 2 km (number 4, fig. 2). The affected area measures approximately 16 hectares. According to of the DSM (Aerial Photogrammetric Service, 2017), it is estimated that the flow's wave would have reached a visual estimated height of 30 m (Garrido et al. 2018, Duhart et al. 2019).

2.5. Santa Lucía Village area (Unchanneled area - Fan deposit)

It corresponds to the area where most of the flow's sediments were deposited in, thus resulting in the main deposit (fan shaped) which covered about 50 % of the total urban area of Santa Lucía Village (Duhart et al. 2018, 2019; Garrido et al. 2018; Mella et al. 2018). The resulting deposit begins at the apex of the fan, where the flow loses its confinement and expands over a radius of 600 m to 1 000 m to the southeast and southwest directions. The deposit is primarily composed of tree trunks and fragments of volcanic and intrusive rocks in a matrix of fine sand, silts and clays, thus forming a large, muddy mass of slow drainage that covered most of the low gradient topography with a thickness ranging from 1 m to 7 m (Garrido et al. 2018; Duhart et al. 2019).

2.6. Lower course of the Burrito River (Channeled area)

On the lower course of the Burrito River (number 6, fig. 2) wooden debris dams were formed on the Burrito River course, flooding of all the surrounding area. Meanwhile, fences (wired fences) held back, trapped branches and tree trunks that in turn caused water deviation, and more floods of the lowland areas (Garrido et al. 2018; Duhart et al. 2019).

3. Volume and velocity estimation

The estimated volumes (of rock and ice) for the generation area were calculated by comparing the digital elevation models built prior to the event (INTERMAP, 2015; SRTM 30, 2000) with the digital elevation model (DSM, Aerial Photogrammetric Service, 2017). The minimum estimated volume of the landslide, from two flows (mud and debris flows), was about of 7 200 000 m³, out of which 2 200 000 m³ were deposited on the upper part of the river basin and the remaining 5 000 000 m³ were deposited on Santa Lucía village (Fernández et al. 2018; Duhart et al. 2019). The area covered by the fan deposit at Villa Santa Lucía was estimated to be 900 100 m² as reported by the orthophotomosaic's interpretation from DSM (Aerial Photogrammetric Service 2017). From excavations to search for missing persons, an average thickness of 2 m was taken into account, thus obtaining an estimated volume of 1 800 200 m³. Additionally, by using the digital elevation models DSM- Aerial Photogrammetric Service (2017) plus NEXTMAP World 10[®] DSM of INTERMAP (2015) for the fan deposit area in Villa Santa Lucía a volume of 2 130 192 m³ was further estimated. As a result, a total volume of around 2 000 000 m³ was estimated for the fan deposit in Villa Santa Lucía.

The formula of Johnson (1970) was applied in three different curves (circles in figure 2) with the variables of the equation extracted from fieldwork, the DSM and the orthophotomosaic (Aerial Photogrammetric Service, 2017). By using the 'on inclination in curve' formula (Johnson, 1970), an average speed of the flow (V: m/s) of 72 km/h was estimated for the Burrito River canyon (Fernández et al. 2018, Duhart et al. 2019).

4. Conditioning factors and triggers

Photographs taken prior to the event (as of April, 2017), field observations and analysis of satellite and Google Earth images, allow the interpretation that geomorphological and geological conditions combined with the major trigger (intense rainfall with a high isotherm of 0°C) conditioned the occurrence of the rockslide and debris and mud flows (Garrido et al. 2018; Mella et al. 2018). The following are the factors that contributed to the complex landslide event.

- The Yelcho Glacier retreat about 1 km from 1985 up to 2017 (Rivera, 2017).
- The presence of altered rock and in the generation area (fig. 2A). The escarpment shows orange and brown coloring representative of the action of argillic hydrothermal alterations (clays) of volcanic rocks which, consequently, contribute to the weakening of the rock mass (Garrido et al. 2018; Duhart et al. 2019).
- ZFLO influence, satellite images from Google Earth back in April 2017 and those taken after the events show an abundant presence of fractures in the volcanic rocks, which are at least 1 m wide on the upper part of the north scar of the Burrito River headwaters.
- The presence of a proglacial lake on the headwaters of the burrito river. Furthermore, on the lower part of the

generation area (corresponding to the basal outline of the escarpment) 350 m of the glacier covered by debris appears to have retreated (Mella et al. 2018). There is also evidence indicative of a proglacial lake, which would be partially clogged by debris and cryo-glacial morphologies (cavities in the ice) on the lateral moraine (Mella et al. 2018).

- Warm rainfall during a two-weeks-long period in which the maximum daily temperatures exceeded 22 °C and maximum temperatures above 27 °C for two days which considerably aggravated the snowmelt (Rivera 2017).

The landslide was triggered by rainfall (122,8 mm) during the 24 hours prior to the landslide event (Garrido et al. 2018) with a maximum intensity of 10,6 mm/h at 16:00 on December 18th 2015. The rainfall event took place with a high isotherm of 0 °C, above 2 700 m a.s.l. (Rivera 2017), hence on December 15th and 16th 2017 in Santa Lucía Village, and on the Yelcho Range only liquid precipitations were received in the generation zone.

5. Conclusions

The event that took place on December 16th 2017 corresponds to a rockslide and debris-mud flow that impacted and partially covered the town of Santa Lucía Village. This event was triggered by an hydrometeorological incident characterized by abnormally high and prolonged temperatures (registered beforehand) followed by intense rainfall with a high isotherm of 0 °C on the day of the event. The conditions described above indicate that the presence of water available (the proglacial lake previously described), an unstable retreating glacier, steep slopes (approximately 80°) with an intense fracturing, argillic alteration and open fractures in the Yelcho Range (Garrido et al. 2018; Mella et al. 2018) plus the intense rains associated to a high isotherm of 0 °C on 16 December 2017 triggered the rockslide. This interaction generated: 1) a cohesive mud flow (flow 1) rich in water and debris with high velocity (lateral blast) which incorporates debris and vegetation cover down to the Burrito valley (fig. 2B), and 2); a less cohesive debris flow (flow 2) from the initial debris avalanche channeled down to the Burrito valley that incorporated ice blocks and remaining vegetation cover (fig. 2C). In the wetland area (fig. 2) was mixing mud flow (flow 1) and debris flow (flow 2) drained a mixing cohesive debris flow to Santa Lucía Village.

The generation area remains active, with the possibility of generating smaller debris flows due to the absence of a proglacial lake. These events could be triggered by intense precipitation with a high 0 °C isotherm and large earthquakes.

6. References

- Aerial Photogrammetric Service (2017) DTM, 50 m, 19.12.17, DSM 50cm, 19.12.17. Internal report, Chilean Air Force. Chile.
- Cembrano J, Hervé F, Lavenu A (1996) The Liquiñe Ofqui fault zone: A long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259 (1-3 SPEC. ISS.): 55-66. doi: 10.1016/0040-1951(95)00066-6.
- Duhart P, Garrido N, Sepúlveda V, Mella M, Fernández J, Quiroz D, Hermosilla G (2018) Remoción en masa de Villa Santa Lucía (16.12.17), Chaitén-Chile: características e impactos. In XV Congreso Geológico Chileno, Actas: Concepción, Chile.
- Duhart P, Sepúlveda V, Garrido N, Mella M, Fernández J, Moreno-Roa H, Hermosilla G (2019) The Santa Lucía landslide disaster, Chaitén-Chile: origin and effects. In 7th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Golden, Colorado, USA.
- Fernández J, Garrido N, Mella M, Sepúlveda V, Quiroz D, Hermosilla G, Duhart P, Moreno-Roa H (2018) Estimación de volúmenes y velocidad del flujo que afectó a Villa Santa Lucía. In XV Congreso Geológico Chileno, Actas: Concepción, Chile.
- INTERMAP (2015) Available online at: <https://www.intermap.com/pressreleases/archive/2015/05>
- Garrido N, Mella M, Fernandez J, Sepúlveda V, Quiroz D, Hermosilla G, Moreno-Roa H, Duhart P (2018) Origen y efectos de la remoción en masa del 16.12.2017, que afectó la localidad de villa Santa Lucía, Comuna de Chaitén, región de Los Lagos.: 60 p. Puerto Varas.
- Mella M, Duhart P, Garrido N, Vergés A, Fernandez J, Sepúlveda V, Quiroz D, Hermosilla G, Moreno-Roa H (2018) Flujo de lodo turbulento por desagüe explosivo (outburst) de lago proglacial asociado a un deslizamiento en el marco del cambio climático: Desastre en Villa Santa Lucía, Andes del Sur, Chile. In XV Congreso Geológico Chileno: Universidad de Concepción: Concepción, Chile.
- Moreno H (1995) Los Volcanes de la X Región Sur: estudio fotogeológico a escala 1:100.000.: Informe Registrado IR 95-05.
- Rivera A (2017) Informe glaciológico sobre el flujo de detritos que afectó Villa Santa Lucía el 16 de diciembre del 2017, pp. 23, Valdivia, Chile.
- Sepúlveda V, Duhart P, Garrido N, Fenandez J, Quiroz D, Hermosilla G, Moreno H (2018) Características geológicas y geomorfológicas del área de generación de la remoción en masa que afectó Villa Santa Lucía el 16.12.17, región de Los Lagos. In XV Congreso Geológico Chileno, Actas: Concepción, Chile.
- SRTM 30 (2000) Available online at: <ftp://e0srp01u.ecs.nasa.gov/srtm/>.

Análisis de movimientos en masa de las subcuencas Naranjal, Blanca, Contador y Santa Bárbara, en el flanco este de la cordillera Oriental, Colombia

Jorge Leonardo Chaparro Cordón (ORCID: 0000-0002-1442-2672), Valentina Betancourt Suárez (ORCID: 0000-0002-7056-5926), Michael Steve Rangel Flórez (ORCID: 0009-0005-4954-2470), Ana Milena Suárez Arias (ORCID: 0000-0002-58584366), Fernando Alcárcel-Gutiérrez, Juan Camilo Martínez Rojas, Diego Fernando Medina Ávila, Jorge Arturo Castro Guerra, Nathalia María Contreras Vásquez

Servicio Geológico Colombiano (SGC), diagonal 53 #34-53, Bogotá D.C., Colombia

Correo de contacto: ncontreras@sgc.gov.co

Palabras claves: análisis espacial, inventario de movimientos en masa, densidad de kernel, multitemporal, cordillera Oriental

Resumen

El conocimiento de factores que condicionan y detonan los movimientos en masa en sectores críticos de la vía Bogotá-Villavicencio, considerada como el principal acceso al oriente colombiano y uno de los sectores más afectados por procesos de inestabilidad, permite proponer acciones concretas hacia la gestión del riesgo de desastres por movimientos en masa. Como aporte al conocimiento de estos factores, se realizó un inventario multitemporal y un análisis espacial mediante el método de densidad de Kernel, para identificar las zonas con mayor concentración de procesos morfodinámicos en las cuales se evaluó la influencia de algunos factores geoambientales y el impacto de las precipitaciones en la inestabilidad del terreno. Se encontró una relación en factores intrínsecos como la orientación de la ladera, la disposición estructural de las rocas y la influencia de las fallas geológicas. Finalmente, el análisis temporal de la lluvia permitió identificar un incremento sustancial de áreas afectadas posterior al 2010.

1. Introducción

Los procesos morfodinámicos que se presentan en los municipios de Quetame, Guayabetal, El Calvario, Villavicencio y los centros poblados de Monterredondo y Limoncitos involucran afectaciones por avenidas torrenciales (AVT), movimientos en masa (MM) y otros procesos erosivos, que influyen negativamente en la calidad de vida y medios de subsistencia de sus habitantes. Desde entonces, se han registrado centenares de fallecidos, viviendas afectadas y múltiples daños en la infraestructura vial. El presente análisis se enfoca en las subcuencas de las quebradas Naranjal y Blanca y en los ríos Contador y Santa Bárbara (fig. 1), donde los MM están condicionados por factores geoambientales sumado al efecto de factores detonantes, como las lluvias y los sismos.

Dentro de las subcuencas de análisis se han registrado eventos importantes como el deslizamiento de quebrada Blanca del 28 de junio de 1974, que ocasionó la muerte de al menos 500 personas; el sismo del 24 de mayo de 2008 de 5,9 M_w , en el que 11 personas perdieron la vida y más de 800 familias se vieron afectadas en el municipio de Quetame; las avenidas torrenciales del 17 de julio del 2023 en las subcuencas del río Contador y quebrada Naranjal que dejaron como resultado la muerte de 30 personas y afectaron a 103 familias en las veredas Las Mercedes, El Naranjal, Puente Quetame y Mesetas; y el sismo del 17 de agosto del 2023 de 6,2 M_w , que ocasionó cierres viales en los tramos Bogotá-Villavicencio y San Juanito-El Calvario-San Francisco.

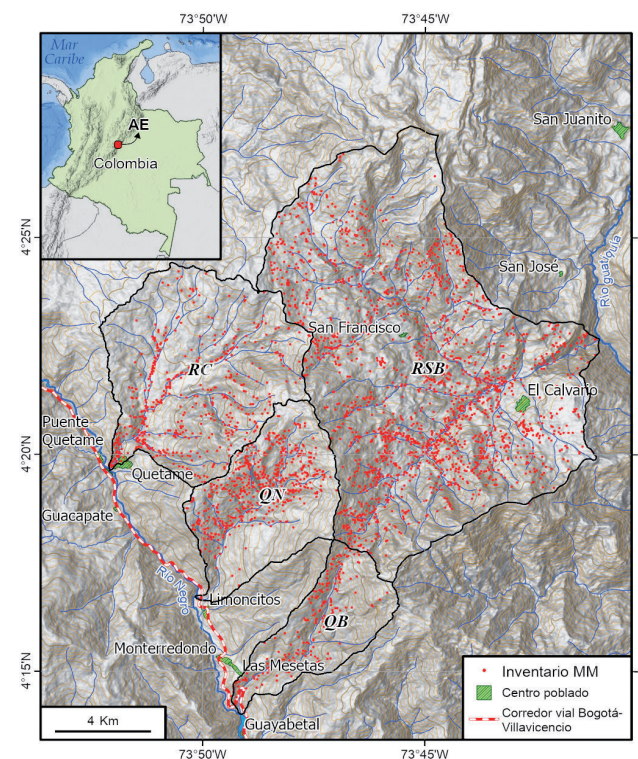


Figura 1. Localización geográfica del área de análisis y distribución espacial del inventario de MM multitemporal. AE: área de estudio. Los polígonos de borde negro representan las áreas de las subcuencas, RC: río Contador, QN: quebrada Naranjal, QB: quebrada Blanca y RSB: río Santa Bárbara.

Por lo anterior, se considera de suma importancia conocer las posibles tendencias en la distribución espacial de los MM con respecto a los factores que inciden en su ocurrencia. Con base en el mapeo multitemporal de movimientos en masa a partir de sensores remotos se pretende establecer su relación con los tipos de materiales, fallas geológicas, variables geométricas (orientación de ladera e inclinación del terreno) y la influencia de la precipitación. Esto, a través del uso de herramientas estadísticas, que permiten identificar y analizar el comportamiento de las zonas con mayor densidad de MM en las subcuencas de interés.

2. Área de estudio

El área de análisis se localiza en el flanco este de la cordillera Oriental y comprende parte de los municipios de Quetame y Guayabetal, en el departamento de Cundinamarca y El Calvario, en el departamento del Meta. Las subcuencas estudiadas son las quebradas Naranjal (QN) y Blanca (QB) y el río Contador (RC), afluente del río Negro; y la subcuenca del río Santa Bárbara (RSB), afluente del río Guatiquía, cuyo tributario principal es la quebrada Grande (fig. 1).

3. Materiales y métodos

3.1. Insumos

Se elaboró una cartografía multitemporal de MM, a partir de la interpretación de fotografías aéreas e imágenes satelitales en la ventana de tiempo comprendida entre 1942 y 2024. Esta información se representa como entidades de tipo polígono y de tipo punto en el software ArcMap 10.8.2. (fig. 1).

En general, los MM identificados en estas subcuencas son de varios tipos como deslizamientos, caídas, flujos no canalizados y flujos canalizados o avenidas torrenciales (fig. 2). Para este trabajo se consideraron los tres primeros.

Otras variables consideradas son la orientación y la inclinación de la ladera, variables geométricas derivadas del Modelo Digital de Elevación (MDE) ALOS PALSAR con tamaño de

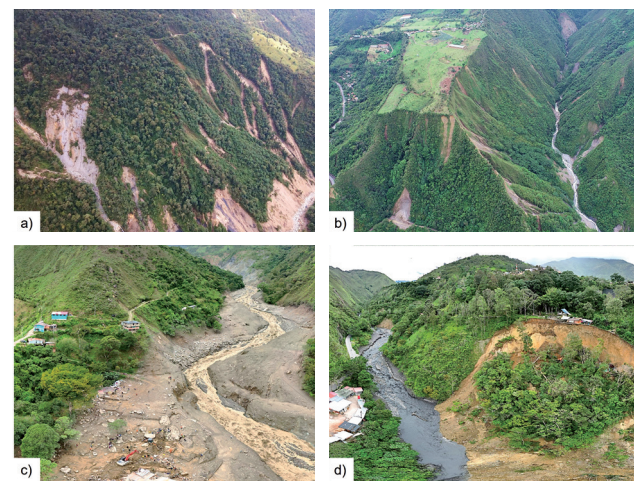


Figura 2. Fotografías de campo representativas de movimientos en masa en el área de estudio. a) Deslizamientos y avalanchas de detritos en RSB; b) caídas y deslizamientos en QB; c) flujo de detritos en QN; d) deslizamiento rotacional y flujo de detritos en RC.

píxel 12,5 m. También se utilizó la cartografía geológica a escala 1:100 000 de la plancha 247-Cáqueza (Ingeominas 2011). Para establecer la posible relación entre la precipitación y la ocurrencia de movimientos en masa se utilizaron los registros de las estaciones hidrometeorológicas operadas por el Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales (Ideam) que tienen influencia en la zona de interés. Los análisis se enfocaron en las estaciones Monterredondo [35020010], El Calvario [35030010], Las Casas [35030080], Fomeque [35020290] y Monfort [35030020] en las que se tiene en cuenta un periodo de registro homogéneo de precipitación diaria desde 1995 hasta 2023.

3.2. Método

Con el fin de identificar las áreas de concentración de MM se aplicó el método de Densidad de Kernel. Los datos utilizados corresponden a los puntos de inicio o zonas de arranque de los movimientos en masa extraídos de los polígonos fotointerpretados. De este modo, se identificaron las zonas de mayor densidad de MM (ZDM) dentro del área de estudio y se analizó su relación con respecto a los factores condicionantes.

3.3. Cálculo de Densidad de Kernel

El método de Kernel calcula la densidad de elementos alrededor de un área envolvente a partir de un elemento tipo punto o línea. En este estudio se aplicó la herramienta Kernel Density del software ArcGIS 10.8.2. basada en la propuesta de Silverman (1986):

$$Density = \frac{1}{(\text{radius})^2} \sum_{i=1}^n \left[\frac{3}{\pi} \cdot \text{pop}_i \left(1 - \left(\frac{\text{dist}_i}{\text{radius}} \right)^2 \right) \right] (1) \rightarrow \text{For } \text{dist}_i < \text{radius}$$

Donde $i = 1, \dots, n$ son los puntos de entrada, es decir, los puntos de inicio de los MM; pop_i es el valor del campo población del punto i , en este caso, este parámetro toma el valor de uno debido a que el análisis se realizó para los puntos de inicio de MM a nivel de subcuencas, por lo cual, no hubo necesidad de ponderar los datos; dist_i es la distancia entre el punto i y la ubicación (x, y) ; radius , corresponde al ancho de banda (AB) determinado para la búsqueda de puntos alrededor de cada elemento involucrado en el análisis.

Con la finalidad de disminuir el sesgo de los parámetros usados en la herramienta, se fijaron valores únicos de AB, que permitieran garantizar la consistencia y representatividad del análisis a pesar de las diferencias morfométricas y dispersión de los datos en cada una de las subcuencas. Los AB se expresan en metros y se determinaron a partir de las distancias entre los puntos de MM dentro de cada subcuenca, representadas en histogramas de frecuencia en donde se estimaron los valores promedio de los picos o quiebres naturales. Como resultado se utilizaron los AB, para cada subcuenca: RSB=1802 m, RC=1300 m, QN=1015 m y QB=1020 m.

3.4. Análisis espacial de factores condicionantes

A partir de los resultados de Kernel, se establecieron umbrales de densidad para cada subcuenca (RSB ≥ 20 , RC ≥ 15 , QN ≥ 25 , QB ≥ 15 , expresados en MM/km²). Estos valores

se definieron a partir de un análisis de la distribución de la muestra de datos a través de histogramas de densidades que se categorizaron en nueve intervalos iguales y se definieron como ZDM, aquellos rangos que superaron el valor promedio en cada caso.

El análisis espacial de factores condicionantes se enfocó en las ZDM previamente definidas y se evaluó la influencia de la geología (litología, disposición estructural y fallas geológicas), la orientación de ladera y la pendiente del terreno.

En el caso de la geología, se tomaron los datos estructurales provenientes de la actualización de la plancha elaborada por Ingeominas (2011) y de visitas de campo realizadas por el Servicio Geológico Colombiano (SGC) entre el 2023 y 2024. Se involucraron los trazos de fallas geológicas y se modificó su cartografía con base en los rasgos morfoestructónicos del área de interés y en lo reportado por Mora et al. (2010). Así mismo, se incluyó la orientación (rumbo y buzamiento) de planos de foliación y estratificación de las rocas, graficados en diagramas de rosas con el programa Georose de Young Technology (2015), con el fin de establecer tendencias.

La capa de pendientes del terreno se elaboró con la herramienta Slope y se clasificó en siete rangos propuestos por Carvajal (2012), con enfoque geomorfológico. El modelo de orientación de la ladera se generó con la herramienta Aspect y se clasificó en nueve categorías por intervalos iguales de azimut (0°-360°) asociados a los puntos cardinales principales y secundarios. Estas variables se generaron con el software ArcMap 10.8.2.

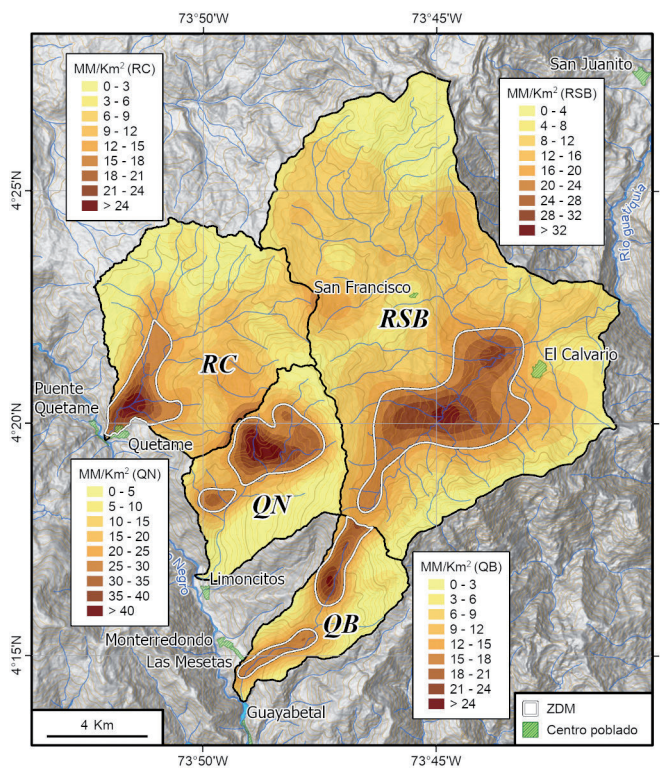


Figura 3. Zonas con mayores valores de densidad de MM (tonos café oscuro delimitados en línea blanca). Con líneas de borde negro se han delimitado las subcuencas: RC: río Contador; QN: quebrada Naranjal; QB: quebrada Blanca y RSB: río Santa Bárbara.

Finalmente, para el análisis de la precipitación se acumularon los datos de lluvias diarias hasta encontrar los valores mensuales para cada año y así, a partir de un análisis estadístico determinar los promedios mensuales multianuales representativos de cada estación pluviométrica.

4. Resultados

4.1. Inventario multitemporal de MM

El inventario multitemporal de MM está conformado por 3 043 polígonos (fig. 1), cartografiados y agrupados en tres periodos de tiempo: MM identificados antes del 2000 (607 MM), entre 2000 y 2010 (571 MM) y posteriores al 2010 (1 865 MM). La temporalidad está definida en función de la cobertura de las imágenes de sensores remotos y de la posible tendencia que existe en el aumento de procesos morfodinámicos asociados a eventos sísmicos y altas precipitaciones. La subcuenca RSB es la que tiene mayor cantidad de MM (1 827 MM), seguida de QN (514 MM), mientras que, las subcuencas con el menor número de procesos son QB (209 MM) y RC (493 MM).

4.2. Distribución y densidad de MM

Se identificaron seis ZDM que se representan con color café oscuro en la figura 3. Los datos muestran una concentración de MM alrededor de los cauces principales en diferentes sectores (parte baja, RC; media, RSB; alta, QB). En la Tabla 1, se presentan los valores de densidad de MM, las áreas de afectación y las áreas de las subcuencas. La QN, con 32,7 km², se diferencia de las demás, ya que concentra los MM hacia la margen derecha e incluso presenta los valores más altos de densidad respecto de todas las cuencas (44,8 MM/km²).

Subcuenca	Área (km ²) subcuenca	Área (km ²) afectada por MM	Densidad Promedio (MM/km ²)	Densidad Máxima (MM/km ²)
RC	57,10	0,49	8,35	26,64
QN	32,70	1,22	15,35	44,84
QB	21,26	1,26	9,04	24,61
RSB	151,11	1,69	11,46	33,48

Tabla 1. Resumen de resultados de densidad de MM en cada subcuenca.

Con base en los datos de la Tabla 1, se observa que las subcuencas QN y QB son las de menor tamaño. Sin embargo, presentan altos valores promedio de densidad y de área afectada por MM. Por su parte, RC presenta menores promedios de densidad y de áreas afectadas por MM, mientras que RSB es la subcuenca de mayor tamaño, posee la mayor área de afectación por MM y el segundo promedio más alto de densidad. A partir de esto, se deduce que no siempre existe una relación directa entre el área de las subcuencas con respecto al área afectada y densidad de MM.

4.3. Aspecto (orientación) de ladera

Corresponde a un factor implícito en la expresión geomorfológica del terreno e indica la dirección de inclina-

ción de las laderas. En la figura 4a se presenta el modelo de aspectos de ladera utilizado en este estudio. Los resultados se resumen en la figura 6b, expresados en ocupación de área (km²) para cada clase. A partir de la figura 6b se puede deducir que las direcciones de inclinación predominante de las laderas en todas las subcuencas son hacia el sureste y sur.

En general, estas orientaciones de ladera se disponen de forma oblicua y casi ortogonal a la tendencia regional de las principales estructuras geológicas y a los cauces de mayor orden dentro de cada subcuenca.

4.4. Pendiente del terreno

Es una variable morfométrica del terreno que indica la inclinación de una superficie y su valor se expresa en grados o porcentaje. En la figura 4b se presenta el modelo de pendientes del terreno utilizado para establecer su relación espacial con los MM dentro de las ZDM en cada subcuenca. Los resultados se resumen en la figura 6a y se representan en función del área de ocupación (km²) para cada clase.

Con base en los diagramas de la figura 6a, se observa que predominan las pendientes entre 20°-45° en las ZDM de todas las subcuencas, lo cual es coherente con los valores de pendientes esperados para las zonas de inicio de MM. Las zonas con altas inclinaciones se asocian con la expresión geomorfológica de escarpes de erosión o márgenes de drenajes con valores superiores a 30°.

4.5. Litología y geología estructural

De acuerdo con la geología de la plancha 247 Cáqueza (Ingeominas 2011) (fig. 4c), las unidades más antiguas de la zona de interés corresponden a rocas metamórficas del Precámbrico de la Formación (Fm) Filitas y Cuarcitas de Guayabetal (PEggu), conformada por filitas sericiticas, cloríticas, cuarcitas,

metareniscas, pizarras y areniscas de grano fino a medio. Seguidas por lodolitas y limolitas de la Fm Capas Rojas del Guatiquía (DCcg) del Paleozoico y sobre estas reposan discordantes las unidades del Mesozoico, la Fm Brechas de Buenavista (Jsb) del Jurásico superior compuesta por brechas y conglomerados, y la Fm Lutitas de Macanal (K1m) del Cretácico inferior, que corresponde a lutitas negras carbonosas con intercalaciones de areniscas. Las rocas están cubiertas parcialmente por depósitos cuaternarios de origen aluvial (Qal), fluviotorrencial y de origen denudacional asociados a coluviones (Qco).

Las estructuras geológicas del área forman parte del segmento sismotectónico sur caracterizado por una zona de deformación estrecha con pliegues y estructuras de cabalgamiento activas (p. ej. Falla Naranjal), que presenta un régimen transpresional producto de un esfuerzo principal en dirección E-W, oblicuo a las estructuras existentes (Mora et al. 2010). La configuración estructural en las subcuencas se caracteriza por: 1) estructuras NE-SW como las fallas geológicas de Quetame (FQ), Contador (FC), Las Mercedes (FLM), Naranjal (FN), Quebrada Grande (FQG) y Santa Bárbara (FSB); 2) estructuras NW-SE como la falla de río Negro (FRN); 3) estructuras E-W inferidas que de acuerdo con indicadores morfotectónicos son paralelas a la falla de río Blanco (Mora et al. 2006). Los principales rasgos morfoestructurales corresponden a escarpes desplazados, facetas triangulares, drenajes controlados y desplazados por fallamiento y depósitos cuaternarios deformados que evidencian procesos de tectónica activa. Se han determinado procesos de inversión tectónica para las estructuras FQ, FLM y FN que registran cinemáticas inversas con componentes de rumbo dextral y vergencia hacia el SE mientras que, la falla RN presenta únicamente movimiento de rumbo dextral (fig. 4c).

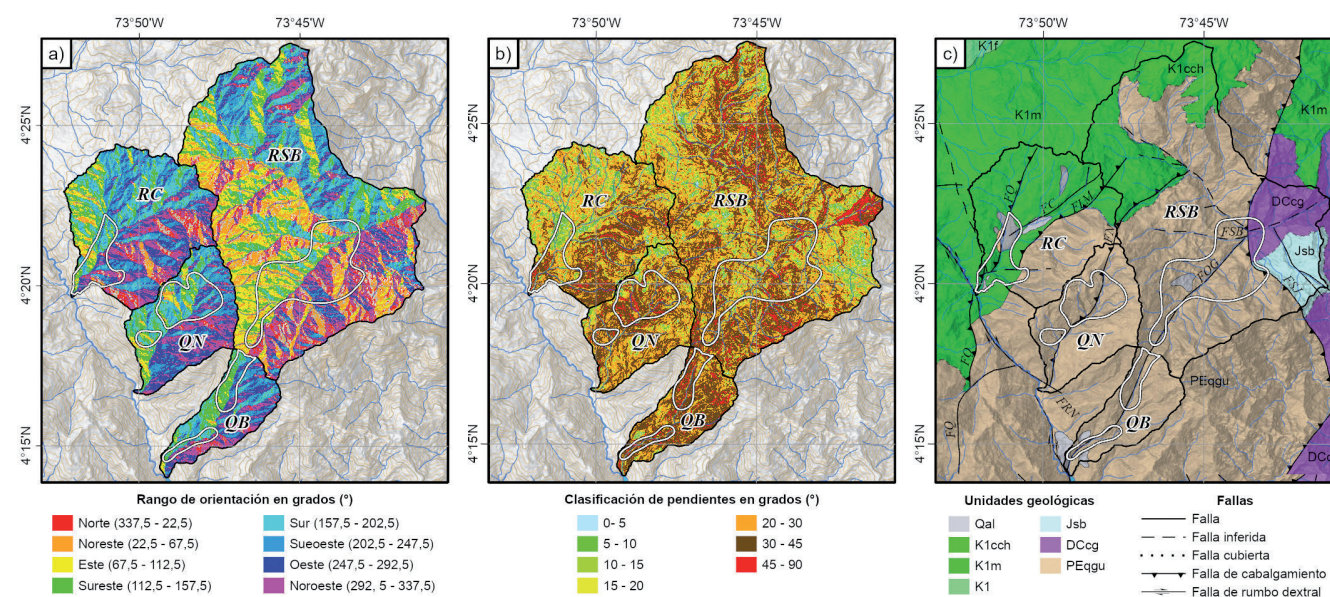


Figura 4. Factores que condicionan la ocurrencia de MM en el área de análisis y su relación con las ZDM, identificadas con líneas blancas. a) Aspecto de ladera (en azimuth respecto del norte geográfico); b) modelo de pendientes del terreno en grados (°); c) unidades litológicas y estructuras geológicas: FRN: Falla de río Negro; FQ: Falla de Quetame; FSB: Falla Santa Bárbara; FC: Falla Contador; FLM: Falla Las Mercedes; FN: Falla de Naranjal; FQG: Falla de Quebrada Grande; FSJ: Falla de San Juanito.

La disposición estructural de los planos de discontinuidad (fig. 4c y fig. 6c) que presentan las rocas aflorantes, conforman un factor intrínseco importante en la ocurrencia de MM.

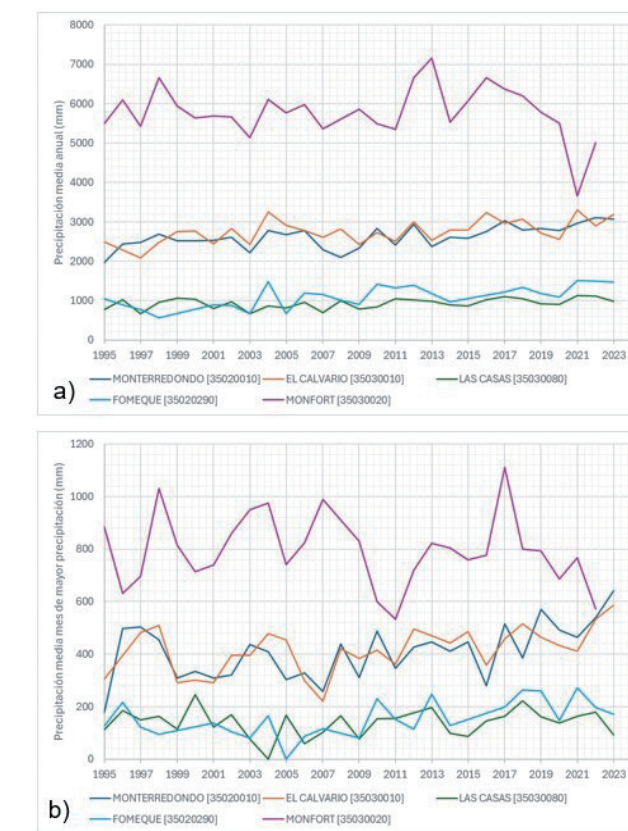


Figura 5. Análisis de precipitación en el área de estudio. a) Precipitación media anual; b) precipitación media del mes de mayor precipitación.

4.6. Análisis de precipitaciones

Uno de los factores detonantes de los movimientos en masa es la precipitación. El volumen, la intensidad y la distribución de la lluvia puede incrementar la humedad del suelo y la presión de poros en el proceso de infiltración y, en consecuencia, disminuir la resistencia al esfuerzo cortante del suelo (Alzate 2015).

En las subcuencas analizadas, la precipitación se caracteriza por un régimen monomodal, con un periodo de mayor precipitación entre los meses de mayo y julio, una precipitación media anual de 5 800 mm en la zona oriental cercana a la ciudad de Villavicencio y una disminución hasta de 928 mm hacia el noroccidente, en el municipio de Cáqueza.

Los registros señalan una tendencia progresiva de mayor incremento de la lluvia total anual en el periodo de 2010 en adelante, con un aumento en el promedio de precipitación media anual entre el 9 % y el 36 % con respecto a la precipitación media anual en el periodo anterior al año 2000 (fig. 5a). Esto coincide con la mayor cantidad de MM cartografiados para el mismo período.

Con relación al periodo más lluvioso (mayo a julio) se identificó un aumento en el promedio mensual del 7 % hasta el 21 % a partir del 2010 con respecto al promedio mensual del periodo anterior al año 2000 (fig. 5b).

5. Discusión

Los factores condicionantes que controlan la ocurrencia de MM varían según el contexto geológico local imperante. Para las ZDM identificadas se analizó la influencia de la geología y el relieve en la inestabilidad del terreno (fig. 4). Los aspectos litológicos y estructurales concuerdan con la presencia de laderas estructurales (azimut de buzamiento con tendencia similar al aspecto de ladera) o laderas en contrapendiente (azimut de buzamiento con tendencia opuesta al aspecto de ladera).

En RSB, los MM se concentran sobre zonas de laderas estructurales y contrapendiente de la quebrada Grande. La ZDM se alinea de forma subparalela al trazo principal de la FQG y se extiende en la zona de intersección con FSJ y FSB (fig. 4c).

En el caso de RC, la ZDM mantiene la misma tendencia de orientación de FQ y un trazo secundario al NE, con concentración de MM en la intersección entre dos estructuras (fig. 4c). La confluencia de estas fallas y el alto grado de plegamiento de K1m inducen el desarrollo de tres familias de discontinuidades principales y varias orientaciones de ladera, por lo que no presenta una orientación dominante.

Dentro de la subcuenca QN, las dos ZDM se ubican sobre el bloque colgante (NW) de la FN, el cual no presentan tendencias claras, debido a que se concentran en la zona baja de la corriente de agua. Sin embargo, SGC (2018) estimó una profundización del canal entre 36 m (margen izquierda) y 43 m (margen derecha) sobre depósitos cuaternarios, lo que permite inferir el levantamiento del bloque colgante de FN, evidenciado por el aumento de la disección e incremento de las pendientes asociadas a las zonas de inicio de MM concentrados sobre la margen derecha.

El cauce de QB presenta un trazo recto asociado al control de FQG (fig. 4c), con valores altos de densidad de MM (24 MM/km²) en la margen derecha. Sin embargo, en la parte baja de la subcuenca la orientación de la ladera se dispone al SE, al igual que el buzamiento de la foliación, pero presenta valores menores (18 MM/km²), esto se debe a que los procesos se concentran sobre depósitos cuaternarios (Qco), no consolidados y sin estructuras heredadas.

6. Conclusiones

El control estructural que ejercen las diferentes fallas sobre los drenajes principales en cada subcuenca se refleja en las altas pendientes de sus márgenes, sectores que coinciden con altas concentraciones de MM. Esto permite inferir una dinámica caracterizada por alto grado de entallamiento y profundización de los cauces, proceso que contribuye a la ocurrencia de MM.

Las subcuencas RSB y QB presentan una disposición estructural de la foliación de PEggu relativamente homogénea a lo largo del trazo de la FQG, que controla los cauces de QB y RSB. Por esto, los MM se concentran sobre las márgenes de

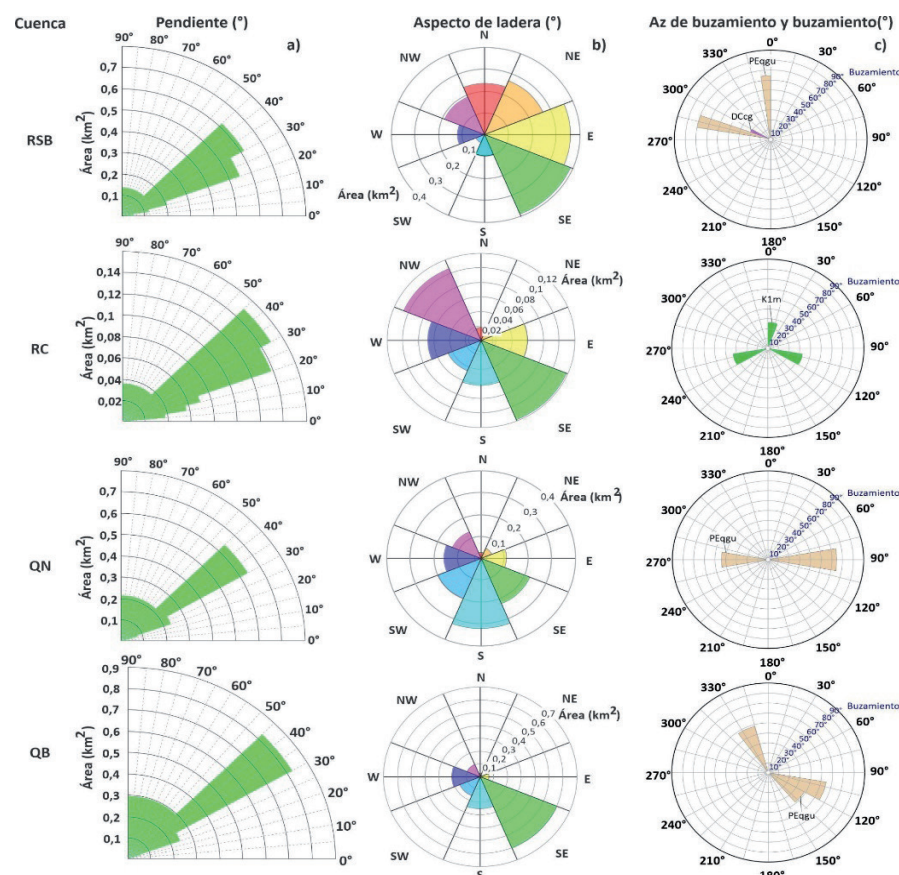


Figura 6. Relación entre el área ocupada por los MM, factores geométricos de las laderas y disposición estructural. a) pendiente del terreno, b) aspectos de ladera, c) azimut de buzamiento y buzamiento en la subcuenca RC y foliación en las subcuencas de RSB, QB y QN.

estos drenajes con predominio sobre laderas de contrapendiente al oeste y en laderas estructurales al este.

En la subcuenca del RC, las rocas finogranulares de la unidad K1m están afectadas por intenso plegamiento múltiple de carácter local, el cual evidencia el régimen compresivo de la tectónica regional, y a su vez, induce una alta variabilidad en la disposición estructural de las familias de discontinuidades, así como, en la orientación de las laderas afectadas por MM. En la presente investigación no se observó una relación directa entre el área y densidad de MM con respecto a la morfometría.

El incremento de la precipitación en el área de estudio a partir del 2010 constituye un factor contribuyente al estado de saturación de los suelos durante un mayor periodo de tiempo, lo cual favorece el desarrollo de MM y el posible aumento en la presión de poros. Además, hace que se intensifiquen las crecientes naturales de los cauces, lo que conlleva al desarrollo de procesos de erosión que afectan la estabilidad de las laderas.

Finalmente, se recomienda el realizar la caracterización y datación relativa de los depósitos cuaternarios con el objeto de obtener información del levantamiento tectónico regional, recurrencia de las avenidas torrenciales, e incluso, estimar tasas de sedimentación que aporten conocimiento sobre potenciales eventos amenazantes en el marco de la gestión del riesgo de desastres.

7. Agradecimientos

Los autores manifiestan agradecimiento especial a los profesionales Giovanni Moreno, Alejandro Numpaque, José Buitra-

go y Juan Fernando Díaz por su aporte de datos estructurales para los análisis realizados.

8. Referencias

- Alzate M. (2015) Análisis de precipitaciones máximas como factor detonante para la amenaza de movimientos en masa en el municipio de Santa Rosa de Cabal-Risaralda. Universidad de Manizales. Manizales. pp. 1-60.
- Carvajal P, JH (2012) Propuesta de Estandarización de la Cartografía Geomorfológica en Colombia. Servicio Geológico Colombiano. Bogotá D.C.: Imprenta Nacional de Colombia. pp. 1-71.
- Mora A, Parra M, Strecker MR, Kammer A, Dimaté C, y Rodríguez F (2006) Cenozoic contractional reactivation of Mesozoic extensional structures in the Eastern Cordillera of Colombia, Tectonics, 25: 1-19, doi: <https://doi.org/10.1029/2005TC001854>.
- Mora A, Parra M, Strecker MR, Sobel ER, Zeilinger G, Jaramillo C, Da Silva SF, Blanco M (2010) The eastern foothills of the Eastern Cordillera of Colombia: An example of multiple factors controlling structural styles and active tectonics. GSA Bulletin; 122 (11-12): 1846-1864. doi: <https://doi.org/10.1130/B30033.1>
- Ingeominas. Instituto Colombiano de Investigaciones Geológico - Mineras (2011) Cartografía geológica de la Plancha 247 Bogotá Sureste (Cáqueza) en el departamento de Cundinamarca. Escala 1:100000. Bogotá, D.C. pp. 1-131.
- SGC-Servicio Geológico Colombiano (2018) Informe de la evaluación morfoestructural del sector del río Negro entre Ubaque al norte y Guayabetal al sur. [Informe inédito]. Bogotá D.C.
- Silverman B W (1986) Density Estimation for Statistics and Data Analysis. New York: Chapman and Hall. pp. 1-22.

Desarrollo de estrategias para el manejo extractivo del deslizamiento de Banderillas, Cartago, Costa Rica

Esteban Bonilla Elizondo (ORCID: 0009-0006-7118-9463)

Dirección de Geología y Minas (DGM), Ministerio de Ambiente y Energía (MINAE), Costa Rica

Correo de contacto: ebonilla@minae.go.cr

Palabras claves: deslizamiento, extracción minera, mitigación, río Reventado

Resumen

El deslizamiento de Banderillas (también conocido como deslizamiento de San Blas) se ubica sobre una antigua terraza de lahares y lavas andesíticas llamada Terraza de Banderillas. La actividad extractiva en el sitio comenzó formalmente en 1982. Actualmente hay dos empresas implementando trabajos extractivos para evitar el represamiento del río Reventado. Estas empresas comparten un tramo del canal de 800 metros de longitud y los terrenos adyacentes al lóbulo del deslizamiento. La extracción de materiales ha permitido mitigar el represamiento en el cauce del río Reventado y, por lo tanto, se ha logrado mitigar la ocurrencia de violentos flujos de escombros que podrían afectar la ciudad de Cartago. Mantener la extracción regular del material del deslizamiento que obstruye el cauce del río y, así obtener agregados para la construcción, enfrenta serios problemas, entre los cuales podemos mencionar: 1) la complejidad para tramitar concesiones mineras, 2) la poca flexibilidad que ofrece la legislación minera, 3) la incertidumbre sobre las competencias institucionales para la gestión de riesgo y 4) las dificultades económicas que enfrentan los organismos encargados de la protección civil.

1. Introducción

El deslizamiento de Banderillas ha sido estudiado y documentado por más de cinco décadas. La primera información de un movimiento de este deslizamiento data del año 1972 (Estrada 1986). Vahrson y Cartín (1992) estimaron el aumento del área afectada para tres años diferentes obteniendo que para el año 1975 el área afectada era de 39,9 hectáreas, para el año 1978 se estimaba en 42,0 hectáreas y para el año 1986, el deslizamiento comprendía un área de 54,5 hectáreas. Estrada (1986) lo dimensiona para un área total de 67 hectáreas, además menciona que posee una forma elipsoidal con un eje largo y un eje corto de 1,7 y 0,5 km de longitud respectivamente y estima el volumen total entre 40 y 47 millones de metros cúbicos. Barrantes et al. (2009) presenta una estimación del volumen del material deslizado de 60 millones de metros cúbicos aproximadamente.

El deslizamiento de Banderillas repercute directamente en la cuenca del río Reventado donde deposita el material deslizado y altera el fondo del cauce. Esto ocurre en un tramo de 800 metros de longitud en el cauce. Esta cuenca posee gran importancia para el sector oeste de la ciudad de Cartago, convirtiéndose en un componente importante dentro de la planificación urbana de la ciudad y un elemento relevante para la gestión del riesgo de los habitantes de Cartago.

En la década de los sesenta, posterior a un prolongado periodo eruptivo del volcán Irazú, ocurrieron lahares destructivos que se desplazaron por la cuenca del río Reventado, teniendo mayor importancia el evento del 9 y 10 de diciembre

de 1963 que afectó 126 000 hectáreas, destruyendo cerca de 300 viviendas y causando más de 20 muertes (Waldron 1967). Eventos similares se habían registrado en 1724, 1861, 1891, 1928 y 1951 (Alvarado y Schmincke 1994).

El objetivo principal de este estudio es realizar un análisis y resumir el proceso histórico de las actividades extractivas que se ejecutan dentro de la cuenca del río Reventado con la finalidad de mitigar las obstrucciones que ocurren producto del movimiento del deslizamiento de Banderillas.

2. Deslizamiento de Banderillas

El deslizamiento de Banderillas (también conocido como deslizamiento de San Blas) se ubica en una antigua terraza de lahares y lavas denominada Terraza de Banderillas. Corresponde a la localidad de San Blas en el cantón Central de la provincia Cartago, Costa Rica (fig. 1)

La actividad extractiva en el sitio inició formalmente en 1982 con el trámite de una concesión minera con número de expediente 1646. En la actualidad existen dos empresas desempeñando las labores extractivas para evitar los represamientos en el río Reventado. Estas empresas comparten un tramo del cauce de 800 metros de longitud y los terrenos adyacentes del lóbulo del deslizamiento.

Antes de la década de los ochenta se tiene registro de actividad minera. No obstante, no queda claro el formato utilizado, ni las actividades específicas que hacían. Existe una actividad extractiva documentada antes del año 1972, relacionada con la limpieza de los lahares e incluso Mora et al. (1985) indica



Figura 1. Mapa de ubicación del deslizamiento de Banderillas.

que la génesis del deslizamiento está asociada a la profundización del cauce por un régimen hidrometeorológico anormal y una desestabilización en la base de los materiales por actividad extractiva con maquinaria.

En la actualidad ambas empresas operadoras que realizan labores extractivas en este sitio, también realizan labores relacionadas con el monitoreo del deslizamiento. Entre estas labores se encuentra un registro de puntos de control geo-referenciados los cuales permiten observar registros de movimiento horizontal y vertical trimestral. También permiten evidenciar y tomar medidas relacionadas con cambios abruptos en los vectores de movimiento o en la velocidad de movimiento en los puntos. Estas empresas han realizado sobrevuelos con dron, levantamientos topográficos, estudios catastrales y estudios geológicos específicos que han sido presentados a las autoridades municipales para la socialización del peligro latente que significa el deslizamiento para la ciudad de Cartago.

La actividad extractiva se ha centrado en tres actividades principales: 1) Terraceo de la ladera colindante con el cauce del río Reventado (fig. 2a). 2) Extracción del material que cae en el cauce por el movimiento del deslizamiento (fig. 2b y 2c). 3) Rebajo del piso de cauce que se levanta por empuje del deslizamiento.

Mora (2022) diferencia tres unidades litológicas: Una serie de limos y gravas sin estratificación y pobremente granoclasificadas, que conforman un abanico aluvial denominado Quircot. Una unidad de Lavas andesíticas de la Formación Reventado con abundantes lahares, de ligeramente a muy meteorizados, y capas de cenizas depositados en antiguas terrazas aluviales. Sobre estos materiales laháricos y lavas se reconoce una litología que se denomina Depósito de terraza de Banderilla y que describe como un flujo de lodo pobremente granoclasificado. Esta es la unidad que se moviliza en forma de deslizamiento, la cual ocurre sobre una capa de materiales arcillosos hidrotermalizados como plano principal (fig. 3).

Esta capa arcillosa aflora a lo largo de un tramo del río Reventado y es la culminación del plano lístrico del deslizamiento,

por lo que se refleja con un levantamiento regular de esta capa arcillosa. El control de esta capa arcillosa es primordial ya que interrumpe el flujo del río provocando empozamientos y la formación de embalses, además de alterar la gradiente del sistema fluvial. Se ha registrado una tasa de ascenso de esta capa de hasta 4,0 metros al año, promediando un levantamiento anual de 3,6 metros.

El material arcilloso contiene bloques líticos principalmente lavas andesíticas sanas, por lo que el procesamiento de este material resulta en la obtención de un agregado de buena calidad. No obstante, su procesamiento no es nada fácil, requiere una etapa inicial de secado colocándolo en apilamientos de manera estratégica para posteriormente llevarlo a una planta en la cual el lavado es importante. La etapa final contempla un tanque de precipitación y floculación para luego ser sometido a una prensa de lodos.

Por otro lado, la actividad extractiva de terraceo se realiza en los periodos secos, permitiendo la conformación de una berma central entre dos taludes, lo que permite que los bloques desprendidos del deslizamiento colapsen y se depositen en esta berma, esto facilita un mejor control y mitiga las obstrucciones del flujo en el cauce. Sin embargo, el movimiento del deslizamiento durante los periodos prolongados de precipitaciones y el hecho que las labores de terraceo no se pueden realizar con los terrenos saturados, hacen que la berma y taludes desaparezcan y se mantenga la mayor parte del año un solo talud de empuje del lóbulo del deslizamiento.

El retiro de los materiales colapsados de la ladera del lóbulo del deslizamiento propicia una mitigación de las obstrucciones en el cauce que podrían formar embalses para posteriormente romper formando flujos de detritos con mucho potencial destructivo (fig. 2c).

El material que se extrae del terraceo de la ladera del lóbulo del deslizamiento y la extracción de los materiales colapsados hacia el cauce o la berma, tienen una matriz areno-arcillosa típica de lahares, dentro de la matriz posee bloques andesíticos y lentes de gravas, así como intercalaciones de arena fina y depósitos de canales. Desde el punto de vista de



Figura 2. Registro fotográfico del cauce del río Reventado en el tramo del lóbulo del deslizamiento Banderillas. (2.a El deslizamiento se moviliza hacia el cauce del río Reventado. El lóbulo forma un escarpe de 5 metros de altura que requiere ser terraceado. 2.b Los derrumbes desde este escarpe obstruye el cauce del río Reventado. 2.c Los derrumbes crean represamientos del flujo activo del cauce.

procesamiento no requiere de un lavado tan profundo y los residuos finos son considerablemente menores.

La extracción en términos generales se realiza con una máquina excavadora de orugas y el traslado se realiza con camiones tipo vagones tándem. En ocasiones se utilizan tractores para conformar rampas y para las labores de terraceo. También en ocasiones se utilizan cargadores frontales para remover el lodo seco en los sectores empozados del cauce, esto con la finalidad de lograr superficies de rodamiento y explanadas de laboreo.

La producción de agregados provenientes de materiales extraídos del deslizamiento es un negocio que representa sumas aproximadas de doscientos mil dólares anuales, con inversiones que rondan ciento veinticinco mil dólares anuales y dan empleo directo e indirecto aproximadamente a cuarenta y cinco personas.

Mapa Geológico del Deslizamiento de Banderilla comprendido en un sector de la Hoja Istarú

Anthony Mora Naranjo, 2022

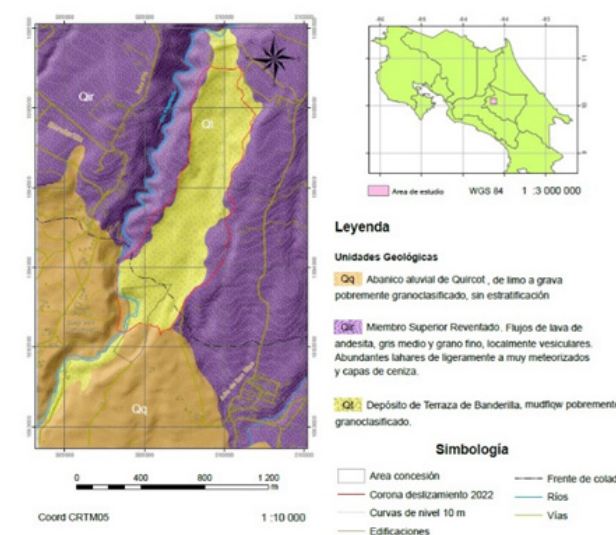


Figura 3. Mapa Geológico del área de estudio. Tomado de Mora (2022).

3. Problemática

La necesidad de las labores extractivas es evidente y técnicamente se ha elaborado un programa de explotación que considera las obras necesarias para mitigar la ocurrencia de avalanchas con potencial destructivo. En contra parte, la legislación minera muestra una estructuración que se torna rígida y podría propiciar interrupciones prolongadas en las labores, lo cual resulta en una situación no ideal desde el punto de vista de gestión del riesgo.

Surgen vacíos en la interpretación legal minera relacionados con las actividades cotidianas, haciendo que sea necesaria la solicitud de criterios de manera regular, lo que además genera dudas en el quehacer de los técnicos encargados en el sitio y surgen dudas en la modalidad de los trámites, ya que la naturaleza de los trámites existentes en la legislación fueron diseñados y pensados para otras perspectivas mineras y no para la particularidad de la limpieza de un deslizamiento dentro de un cauce.

Uno de estos problemas lo representa el plazo para la vigencia de las concesiones mineras, el cual por ley está limitado a 25 años de plazo. En el caso de demostrar la existencia de reservas se le permite a una operadora minera continuar por un plazo máximo de 10 años adicionales. Por lo tanto, el plazo máximo para una concesión minera podemos establecerla en 35 años totales, lo cual se vuelve insuficiente si se considera como reservas potenciales el volumen que se desliza, estimado en la actualidad en 60 millones de metros cúbicos, lo cual puede planificarse para un periodo superior a los 200 años si se consideran las tasas de extracción actuales.

Otra limitante es el espacio físico para desarrollar la actividad minera. La legislación minera permite la obtención de concesiones mineras en cauces de dominio público y la obtención de concesiones mineras en terrenos privados, pero la legislación no menciona las actividades para extraer material deslizado desde terrenos privados que se depositan en un área de cauce de dominio público, lo que se podría interpretar como una extracción mixta y eso genera dudas a la hora de interpretar la legislación minera de Costa Rica.

Esto quiere decir si se obtiene una concesión minera en el área del cauce de dominio público, la operación deberá limitarse al área del cauce y no se podría estabilizar las laderas en los terrenos privados por medio de terraceo.

Si se planifica una extracción en las fincas privadas las labores se limitarían a estabilizar temporalmente el lóbulo del deslizamiento, pero existiría la incertidumbre sobre las otras labores importantes como el rebajo del piso del cauce y la extracción del material que obstruye el cauce.

También existen dudas sobre el concepto de cauce de dominio público, porque existe un empuje constante de materiales que estrangula el sistema fluvial, confinándolo a un valle de laderas escarpadas en forma de "V". No obstante, al realizar una extracción regular se logra ampliar el área hidráulica, ampliando con ello el área de cauce, abarcando áreas que correspondían a terrenos privados, lo cual genera incertidumbre.

Existen otros problemas relacionados con las obligaciones de las operadoras mineras, las cuales muchas veces se perciben como trámites meramente burocráticos sin ninguna función

particular. Estas obligaciones normalmente son documentos que deben mantenerse al día en el expediente. Si esta obligación no se realiza, podría provocar suspensiones administrativas que interrumpirían los procesos de extracción por lo que también se pondría en riesgo a la población expuesta.

Lo mismo sucede con los derechos que asisten a las operadoras mineras, dentro de los cuales existen la posibilidad de suspender de manera voluntaria la actividad, siempre y cuando cumplan los requisitos establecidos en la legislación minera. Sigue existiendo la incertidumbre de quién realizará y cómo se realizarán las labores de limpieza de materiales y el rebajo del piso del cauce, en los casos de solicitud de suspensiones voluntarias de labores por parte de los operadores mineros.

Otra situación que se ha identificado como un problema es la convivencia de dos empresas operadoras en un espacio que posee una longitud de aproximadamente 800 metros. Son empresas que compiten por un mismo mercado y presentan conflictos entre ellos que desencadenan en la atención de denuncias ambientales, mineras y hasta mercantiles.

También se menciona que los trámites para obtener una concesión minera en Costa Rica requieren de muchos permisos con estudios complejos y plazos que pueden llegar a extenderse, volviéndolo uno de los trámites más complejos dentro de la cartera de tramitología del país.

4. Conclusiones

Después de 50 años de conocimiento sobre el deslizamiento de Banderillas se ha logrado mantener un plan de trabajo técnico para realizar una remoción de los materiales que se depositan en el cauce de dominio público del río Reventado. Esto ha permitido la mitigación de los represamientos en el cauce y, por lo tanto, se ha mitigado la formación de flujos de detritos violentos que podrían afectar a la ciudad de Cartago. Estas labores extractivas además de mitigar los posibles efectos negativos que significa la generación de obstrucciones en el cauce, también, significa el sustento de más de 30 familias y producen un negocio rentable con generación de recursos fiscales y no fiscales.

Las labores mineras están limitadas a un tramo de 800 metros de longitud que corresponde con el sector del cauce donde se deposita el material del deslizamiento. A lo largo de este tramo se da el levantamiento del cauce reflejo del empuje del deslizamiento en un plano lústrico, situación que debe ser controlada por medio de extracción.

La estructuración de una legislación minera rígida no ha permitido contemplar los modelos de minería aplicada a la estabilización o remoción de los materiales deslizados, aunque técnicamente se ha logrado solventar estos obstáculos. Siempre quedan incertidumbres sobre todo con la naturaleza de la tramitología ya que ésta no se adapta a un modelo que podría denominarse mixto y que requiere plazos más extensos a los permitidos en la legislación.

También es importante mencionar que la tramitación de concesiones mineras es tan compleja que se vuelve normal la extensión de los plazos para el cumplimiento de requisitos y la respectiva revisión por parte de la administración, lo que

provoca una incertidumbre sobre el manejo del cauce y los depósitos del deslizamiento en el caso de que se tengan que tramitar nuevas concesiones en el sitio, dejando expuesta a la población a la ocurrencia de avenidas destructivas.

La legislación minera tampoco deja claro la necesidad de realizar mantenimientos en el cauce no relacionados a la actividad extractiva, además del monitoreo regular y otras labores adicionales como sistemas de alerta a la población o intervenciones de emergencia en otras áreas.

Se deja abierta la discusión sobre quién debe realizar las labores de mitigación, monitoreo o estabilización en área de deslizamientos. Se abre la interrogante si debe ser una labor exclusiva de las instituciones coordinadoras en el tema de gestión de riesgo como lo son las instituciones de protección civil. En el caso de Costa Rica, esta labor recae en la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias, o sí puede involucrar a las empresas privadas o alianzas público-privadas a través de concesiones mineras, siendo el Ministerio de Ambiente el ente rector de esta actividad.

Sobre el caso del deslizamiento de Banderillas se observa la dificultad para la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias de disponer presupuesto para la limpieza regular de los materiales que se depositan en el río, así como para rebajar el piso del sistema fluvial que se eleva por el empuje del deslizamiento.

También se debe considerar que el material no tendría salida comercial por lo que habría que destinarlo en escombreras especialmente diseñadas para este propósito.

La problemática de destinar la figura de concesión minera para mantener una limpieza regular en el cauce y así obtener agregados para la construcción, radica en la poca flexibilidad que ofrece la legislación minera y la dependencia que adquiere el Estado con respecto a la necesidad de que las empresas no interrumpan las operaciones de extracción.

5. References

- Alvarado G, y Schmincke H (1994) Stratigraphic and sedimentological aspects of the rain triggered lahars of the 1963-1965 Irazú eruption, Costa Rica. *Zbl. Geol. Palaont. Teil 1 (H. 1/2):* 513-530
- Barrantes G, Segura A, Walcott K (2009) Percepción y prevención del riesgo por lahar en los diques de Cartago, Costa Rica. *Rev. Geográfica de América Central. Vol. 1 N. 42. pp. 83-96*
- Estrada A (1986) Estudio Geológico Geotécnico del Deslizamiento San Blas, Cartago, Costa Rica. Tesis Licenciatura. Universidad de Costa Rica. pp. 218.
- Mora S, Estrada A, Delgado J (1985) Análisis del Deslizamiento de San Blas, Cartago. 3er seminario de Geotecnia. Asociación Costarricense de Mecánica de Suelos Ing. Fund. pp. 16.
- Mora A (2022) Estudio Geológico en Informe Técnico de Labores Mineras La Murta S.A., Cartago, Costa Rica. Dirección de Geología y Minas, San José Costa Rica.
- Vahrson W, y Cartín N (1992) Deslizamientos de la Cuenca media y superior del río Reventado, Cartago, Costa Rica. *Rev. Geográfica de América Central. N. 25-26. pp. 17-179*
- Waldron H (1967) Debris Flow and Erosion Control Problems Caused by the ash eruptions of Irazu Volcano, Costa Rica. *Geological Survey Bulletin. 1241-1*

El deslizamiento Jagüeyes, San Antonio del Sur, Guantánamo, Cuba

Enrique A. Castellanos Abella^a (ORCID: 0000-0003-2066-7681),
Cees van Westen^b (ORCID: 0000-0002-2992-902X), Steven M. de Jong^c (ORCID: 0000-0002-1586-9601)

a. Ministerio de Energía y Minas (MINEM), Ave, Salvador Allende No. 666 e/ Oquendo y Soledad, Centro Habana, La Habana, Cuba

b. Departamento de Ciencias Aplicadas de la Tierra (AES) Facultad de Ciencias de la Geoinformación y Observación de la Tierra (ITC) Universidad de Twente. Langezijds, Hallenweg 8. 7522 NH Enschede. Países Bajos

c. Departamento de Geografía Física, Facultad de Geociencias, Universidad de Utrecht Princetonlaan 8a, 3584 CB Utrecht, Países Bajos

Correo de contacto: eacastellanos@gmail.com

Palabras claves: deslizamiento rotacional, Cuba, simulación, Jagüeyes, Guantánamo, Huracán Flora

Resumen

El huracán Flora, 4 de octubre de 1963, es el que ha ocasionado mayores pérdidas en Cuba, sobre todo de vidas humanas. Entre los eventos naturales generados, estuvo el deslizamiento rotacional Jagüeyes, en el valle de Caujerí, provincia de Guantánamo. Este movimiento alcanzó 3 kilómetros desde su corona y destruyó varias viviendas con sus habitantes. En este trabajo resume los estudios realizados para reconstruir 30 años después cómo ocurrió este evento. Se emplea el procesamiento digital de fotografías aéreas, el análisis litológico de la zona, la reconstrucción del modelo de elevación digital antes y después, así como la simulación iterativa para establecer los parámetros físico-mecánicos con los que ocurrió el evento. Con los parámetros establecidos se puede simular la ocurrencia de nuevos deslizamientos en áreas aledañas cuando las condiciones de lluvia sean similares.

1. Introducción

El archipiélago de Cuba tiene un relieve formado mayoritariamente por llanuras y alturas. Aproximadamente el 20 % del territorio tiene montañas agrupadas en cuatro sistemas montañosos, alcanzado un máximo de 1 974 m de altura en la región sur oriental. Los dos sistemas montañosos de la región sur oriental tienen las pendientes más largas e inclinadas del país, con rocas volcánicas y volcánico-sedimentarias bastante meteorizadas propias de un clima tropical. Debido a esto, esta región es más susceptible a la ocurrencia de deslizamientos de terreno (Castellanos y van Westen 2007).

Aunque hay deslizamientos reconocidos debido a la ocurrencia de terremotos en Cuba, la gran mayoría de los deslizamientos de terreno se deben a la ocurrencia de lluvias intensas o prolongadas. Esto es particularmente cierto cuan-

do vienen huracanes y estos atraviesan las regiones montañosas. Estando el país en la cuenca noratlántica, una de las regiones del planeta donde más huracanes se desarrollan, es frecuente que se generen deslizamientos de terreno, como efecto secundario de las intensas lluvias que acompañan a estos fenómenos meteorológicos. De aquí la importancia de estudiar los deslizamientos de terreno en Cuba.

En este trabajo se describe los estudios realizados (Castellanos 2008) en el deslizamiento de terreno más grande reconocido en el país, el cual, causalmente, está asociado al huracán que mayor daño ha ocasionado.

2. El deslizamiento Jagüeyes

El 7 de octubre de 1963, después de tres días de lluvia debido al huracán Flora, se produjo un gran deslizamiento de terre-

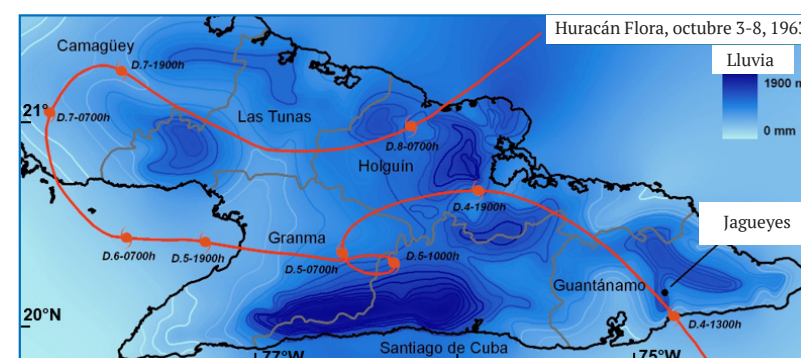


Figura 1. Trayectoria y lluvias acumuladas del huracán Flora. Ubicación del deslizamiento Jagüeyes, en la provincial de Guantánamo, Cuba

no en el lugar conocido como Jagüeyes en el Valle de Caujerí, municipio San Antonio del Sur, provincia Guantánamo (fig. 1). Estudios geomorfológicos previos realizados en este municipio, permitieron identificar este deslizamiento (Castellanos y van Westen 2008). El evento causó varias víctimas y se perdieron muchas cabezas de ganado, así como una considerable extensión de tierras agrícolas. La ocurrencia de este evento no fue registrada por ningún medio de comunicación ni se realizó un informe técnico. Quizás, porque muchos más daños y muertes ocurrieron al mismo tiempo por las inundaciones en la provincia vecina. Mediante el análisis de los informes sobre el huracán Flora, la interpretación de fotos aéreas anteriores y posteriores al evento y entrevistas a la población local, se realizó una reconstrucción del evento. El huracán Flora fue el séptimo de los nueve ciclones tropicales que ocurrieron en la región del Atlántico Norte en 1963. Flora fue reconocido como una depresión tropical (118 km/h) el 30 de septiembre cuando cruzó las Antillas Menores sobre Trinidad y Tobago (Dunn 1964). Se movió hacia el noroeste acercándose a Haití (3 de octubre) y Cuba (4 de octubre). Después de pasar por Cuba, cambió de dirección y se dirigió hacia el noreste, cruzó las Bahamas (8 de octubre) y se dirigió hacia el océano Atlántico, donde se convirtió en una depresión extratropical el 12 de octubre y desapareció al día siguiente. Flora fue un desastre natural de gran magnitud en la historia del Caribe.

La duración, la magnitud de los daños y las pérdidas fueron significativas, reconociéndose 7 186 muertes y 528 550 mil millones de USD en nueve países (EMNDC 2007). El 21 de oc-

tubre se emitió un comunicado oficial sobre los daños causados por Flora en Cuba, en el que se informaba de un saldo de 1 157 muertos, 10 000 casas destruidas, 20 000 casas afectadas y 175 000 personas evacuadas (EMNDC 2007).

Trusov (1964) produjo mapas de isoyetas para cada día del huracán Flora, así como la precipitación acumulada para el período del 3 al 8 de octubre basándose en las estaciones pluviométricas disponibles en el este de Cuba. La figura 1 muestra la distribución de la lluvia, la trayectoria de Flora y la ubicación del deslizamiento de tierra de Jagüeyes en la provincia de Guantánamo. En esta zona se registró una precipitación total de 1 083 mm, distribuida en 417,4 mm (4 de octubre), 175,2 mm (5 de octubre), 220,2 mm (6 de octubre) y 266,5 mm (7 de octubre). Como se observa en la figura, la precipitación máxima no se produjo en la zona del deslizamiento, sino en la parte suroeste con casi 2 000 mm.

3. Trabajos de campo y fotointerpretación

Al entrevistar a los sobrevivientes durante varias campañas de trabajo de campo desde 1997 hasta 2006, se caracterizó la ocurrencia del deslizamiento de tierra. Describieron que primero escucharon un fuerte sonido de explosión proveniente de la cima de la montaña, que los asustó tanto que comenzaron a correr pendiente abajo. Después de unos cuarenta y cinco minutos se inició un segundo ruido fuerte y persistió hasta que vieron los movimientos en masa acercándose al pie de la pendiente. El intervalo entre ambos "pulsos" permitió que algunos de los habitantes escaparan, mientras que hasta

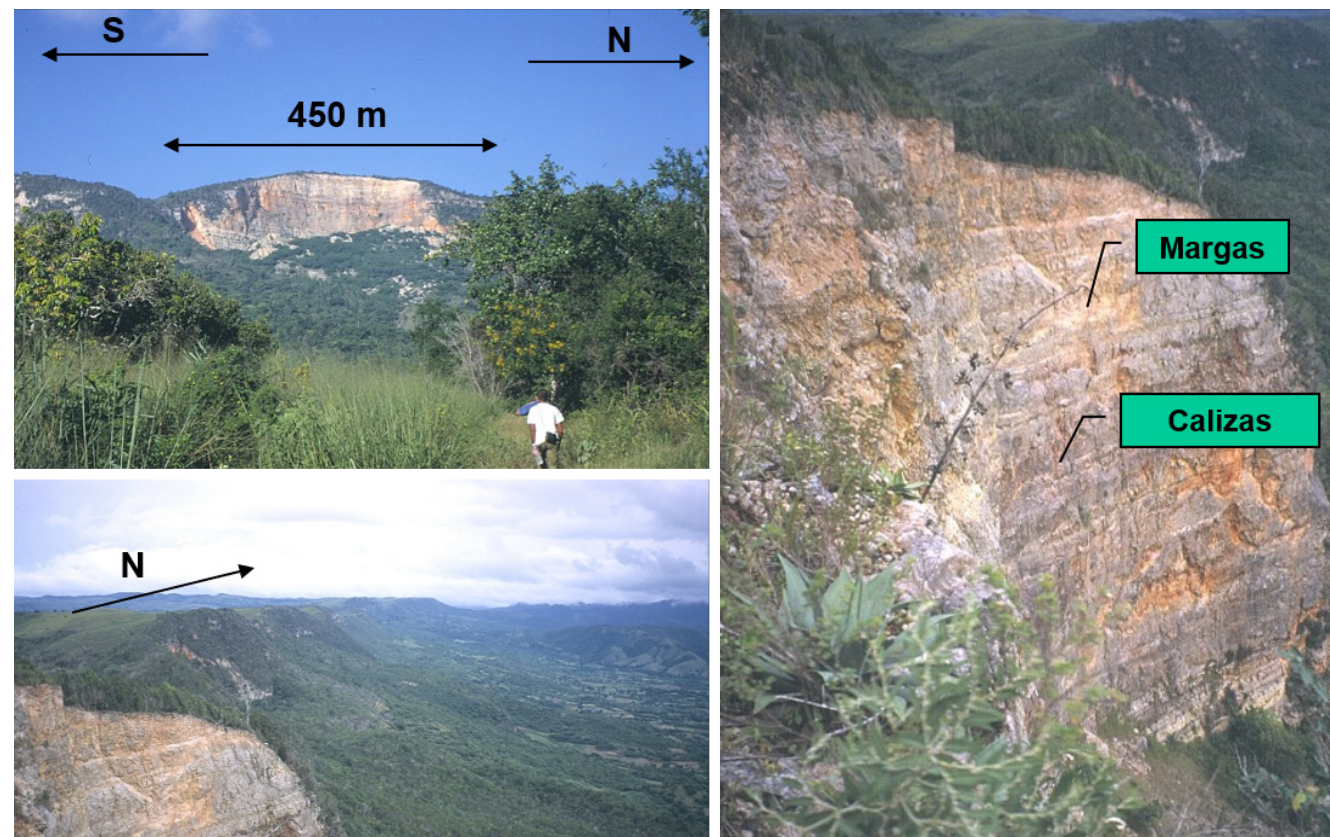


Figura 2. Fotografías de trabajo de campo del deslizamiento de Jagüeyes.

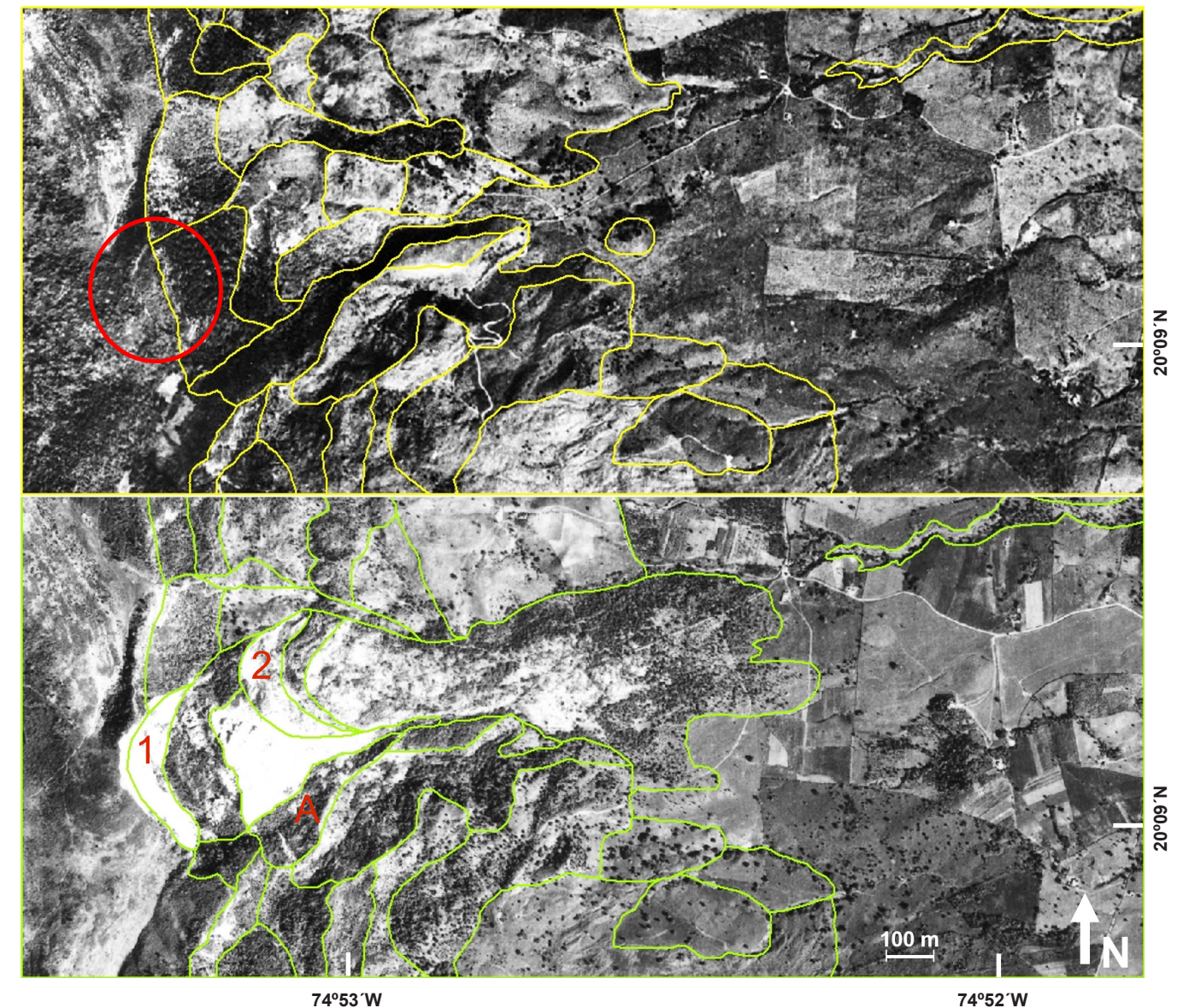


Figura 3. Fotos de campo antes (1956) y después (1974) de la ocurrencia del deslizamiento Jagüeyes.

diez personas murieron. Las casas de unas catorce familias fueron completamente destruidas y muchos animales, principalmente de las áreas del valle, fueron enterrados por el deslizamiento de tierra. Además, las tierras agrícolas, los cultivos y los caminos de la zona se perdieron por completo. La figura 2 muestra tres fotografías seleccionadas del deslizamiento de Jagüeyes tomadas durante una campaña de trabajo de campo en 1999. La foto superior izquierda fue tomada desde la base del deslizamiento mostrando un largo de casi dos kilómetros del movimiento. La foto inferior izquierda fue tomada desde el borde sur del escarpe y muestra los antiguos cuerpos de deslizamientos hacia el norte, que ahora están cubiertos de vegetación. La imagen de la derecha es un detalle del escarpe que muestra su inclinación y estratificación subhorizontal. Se indica la intercalación de calizas predominantes y margas secundarias, así como las características cársticas que se pueden observar en diferentes niveles.

Para el análisis del deslizamiento de Jagüeyes se procesaron los datos de varias imágenes de satélites. Para la fotointerpretación geomorfológica se utilizaron dos pares de fotografías aéreas, antes y después. El par anterior al evento es del 13 de enero de 1956 a una escala de 1:62 000 y el par posterior es a una escala de 1:37 000 y fue tomado el 16 de febrero de 1972. La interpretación se llevó a cabo tanto en forma analógica con un estereoscopio TOPCON, como digitalmente con ERDAS Imagine 9.1 Leica Photogrammetry Suite.

La figura 3 muestra una sección de dos fotografías aéreas de la zona de Jagüeyes. La sección occidental corresponde a la meseta de caliza cárstica, la central es el escarpe con cuerpos de deslizamiento y el sector oriental es parte del Valle de Caujerí con campos agrícolas. En la foto superior, antes de la ocurrencia del deslizamiento, se reconoció una grieta existente (marcada con un círculo) así como características de cuerpos de deslizamientos antiguos. La foto inferior (tomada nueve

años después del deslizamiento en 1963) muestra partes sin vegetación del cuerpo.

Existen dos coronas y escarpes (indicados con los números 1 y 2) que sugieren que en realidad hubo dos movimientos. El segundo se encuentra dentro del primero y su eje central está más orientado al este, mientras que el primer escarpe está orientado más al noreste. El cuerpo del deslizamiento continúa en una zona en forma de embudo en el medio donde comienza a crecer vegetación de tipo arbustivo. La punta del deslizamiento tiene un tono gris similar al de las tierras agrícolas circundantes, pero la capacidad estereoscópica de las fotos permitió trazar sus límites por diferencias de altura. Las características identificadas por fotointerpretación y el tipo de materiales fueron verificados durante varias campañas de trabajo de campo.

El primer movimiento, con el escarpe de mayor tamaño (1) en la figura 2 incluyó material más grueso, con bloques de caliza micrítica cuyos tamaños oscilaron entre 50 cm hasta 3 m de diámetro (fig. 4). En la parte central del cuerpo, el tamaño de los bloques y el contenido de caliza disminuyen a 30 cm o menos. Hacia la parte inferior del cuerpo, el contenido de caliza disminuye y el porcentaje de matriz arcillosa aumenta hasta mezclarse con el suelo del valle. En la parte superior



Figura 4. Afloramiento de material en el cuerpo del deslizamiento y formación kárstica en la parte superior.

del escarpe, también encontramos el mismo tipo de roca con muchos rasgos kársticos donde el agua permaneció o se infiltró en la roca.

4. Procesamiento de datos

Para realizar un análisis más cuantitativo de la situación antes y después del deslizamiento, se crearon dos modelos digitales de elevación (MDE) con procesamiento fotogramétrico digital. Se puede encontrar una explicación detallada sobre el proceso en la documentación del software ERDAS para fotogrametría sobre ortorectificación, extracción automática de terreno y editor de terreno (Leica Geosystems 2006). De esta forma, ambos MDE creados a 2 m de resolución espacial representaban el relieve antes y después de la ocurrencia del evento. Se calcularon las diferencias entre ambos DEM en el área del deslizamiento, siendo el valor mínimo -110,9 m ubicado cerca del escarpe y el máximo 29,3 m ubicado en la parte central, la media fue 0,29 m con una desviación estándar de 7,72 m.

A fin de poder calcular el volumen del deslizamiento, las diferencias de altitud previas y posteriores al deslizamiento derivadas del MDE deben combinarse con la altitud de la superficie de falla. Para conocer la superficie de falla se acometieron estudios geofísicos.

Se realizaron sondeos eléctricos verticales (SEV) y perfiles eléctricos (PE), así como estudios de sismica de refracción. Se realizaron cuatro perfiles atravesando el escarpe principal en dirección este-oeste y dos más en el valle. Para los SEV se utilizó una configuración Schlumberger con separación máxima de electrodos (AB) de 700 m y medición a intervalos de 250 m. Primero se realizaron algunos SEV experimentales para seleccionar el mejor equipo y verificar su calibración. Para los PE también se utilizó una configuración Schlumberger con AB de 300 m y MN de 40 m con medición a intervalos de 25 m. En ambos métodos se utilizó el sistema geoelectrico digital Geotron Ω -25 para registrar voltaje y corriente de forma independiente. El cálculo de resistividad aparente se realizó con el software RESIXP. Para la sismica de refracción se utilizó una unidad OYO McSeis 170 de 24 canales simultáneos de fabricación japonesa. Los geófonos se colocaron a 5 m de distancia entre sí y se aplicaron tres disparos de martillo (avance, central y match), más disparos intermedios en los canales seis y dieciocho. Los datos se procesaron mediante el método recíproco generalizado (GRM). Todos los puntos fueron localizados en el campo con un GPS Garmin 14 y transferidos a una computadora para crear tablas con los valores medidos. Aunque no se pudieron realizar estudios geofísicos muy detallados, la caracterización obtenida contribuyó al entendimiento del deslizamiento. La ubicación de la falla de Caujerí, la superficie de deslizamiento y la superficie de agua subterránea fueron los principales objetivos alcanzados. Además, se reconoció una superficie menos consolidada mediante los perfiles sísmicos.

La superficie de deslizamiento se estimó con el MDE antes y después del deslizamiento. Para ello, se trazaron 36 perfiles sobre ambos MDE espaciados cada 20 m con puntos cada 20 m, para un total de 1 404 puntos. La interpretación de la

superficie de deslizamiento en cada perfil se realizó considerando las diferencias entre los MDE y la posición geomorfológica en cada ubicación específica. Luego, para cada punto, se calculó la profundidad de la superficie de deslizamiento espaciada 20 m. La diferencia de altura máxima obtenida fue de 118 m cerca del escarpe principal y esta elevación se verificó de forma cruzada con técnicas fotogramétricas.

El volumen del deslizamiento se calculó de dos maneras diferentes, mediante la ecuación de un semi-elipsoide y mediante los píxeles en imágenes ráster con valores de profundidad.

5. Simulación del deslizamiento Jagüeyes

Basado en los datos procesados y en la información obtenida, se construyó un modelo conceptual sobre cómo ocurrió el deslizamiento Jagüeyes y se modeló la ocurrencia del mismo.

En 1956 ya existía una grieta de forma circular en la parte superior del escarpe como se observa en la foto. Durante el huracán Flora cayeron en esta zona alrededor de 1 083 mm de lluvia en 72 horas. La presión de las aguas subterráneas resultantes afectó al escarpe de Caujerí, lo que a su vez provocó la infiltración de la meseta ubicada en el oeste. Después de tres días de lluvia, la cantidad de presión lateral fue suficiente para desprender el gran bloque de roca de caliza y margas correspondiente al área agrietada. Los lugareños informaron que esto se produjo como un gran sonido de explosión cuando comenzaron a correr pendiente abajo. Durante este período de condición semiestable, salieron cantidades considerables de agua del escarpe y quedaron atascadas por los materiales recientemente desprendidos. Después de unos 45 minutos, comenzó un segundo movimiento con consecuencias devastadoras para los lugareños, incluidas víctimas y pérdida de casas y tierras agrícolas. Debido a la persistente lluvia intensa diaria, los agricultores locales evacuaron su ganado a zonas más altas para mayor seguridad. Desafortunadamente, la mayoría del ganado quedó enterrado vivo en el lodo y los escombros cuando ocurrió el deslizamiento de tierra. Los lugareños también identificaron la base del deslizamiento como una "zona fangosa" con una profundidad decreciente a medida que descendía la pendiente.

La identificación de dos movimientos de fuentes diferentes complicó el modelado, ya que no fue posible reconstruir la superficie a partir de las fotos entre ambos movimientos. El primer movimiento se identificó como un deslizamiento de rocas rotacional y los bloques de roca de hasta 5 m de ancho aún se pueden observar en el campo (ver fig. 2 arriba a la izquierda). El segundo movimiento podría haber comenzado como un deslizamiento rotacional, pero gradualmente fue cambiando para terminar en un flujo de lodo. Tiene una zona de "cuello", estrecha en el medio, desde donde el contenido de lodo aumentaba gradualmente. Ambos movimientos se pueden identificar fácilmente en las fotos aéreas en la parte inferior de la figura 3, denotadas como 1 y 2; y sus características de relieve se pueden reconocer en el MDE. Considerando la descripción del deslizamiento y los datos producidos a partir de los MDE, se realizó una simulación de su recorrido. Para el modelado de la ocurrencia del deslizamiento se apli-

có un código de diferencias finitas bidimensionales para flujo de lodo y detritos. Una descripción completa del modelo se puede encontrar en Beguería-Portugués et al. (2008). El modelo llamado 'MassMov' se basa en una forma promediada en profundidad de la ecuación de movimiento para un fluido continuo, y puede incorporar diferentes relaciones constitutivas para el término de resistencia al flujo de tal manera que se puede adaptar a materiales con diferentes reologías. En este caso, utilizamos la versión 6.5 de MassMov que simula el transporte 2D de material sobre un MDE, típicamente para el enrutamiento de flujo de detritos originado por un deslizamiento de tierra. Utiliza una forma simplificada, integrada en profundidad, de la reología de Bingham para calcular la relación entre el esfuerzo y la velocidad. Los principales parámetros utilizados son: peso unitario a granel ($\text{Pa}\cdot\text{m}^{-1}$), esfuerzo de fluencia aparente para Bingham puro (Pa), viscosidad dinámica ($\text{Pa}\cdot\text{s}$) y ángulo de fricción interna ($^\circ$). Además, es posible configurar en el modelo la 'porción de tiempo' (s) y el número de 'pasos de tiempo' de la simulación. El modelo se implementó en PCRaster, un sistema de modelado dinámico para simulación espacial distribuida (PCRaster Environmental Software 2008). Este utiliza un lenguaje de programación para construir modelos que describen procesos a través del tiempo con funcionalidad de Sistema de Información Geográfica (SIG) en formato raster, haciendo énfasis en las capacidades analíticas. Además de los parámetros geotécnicos, el modelo de ocurrencia requiere algunos mapas de entrada. El mapa de elevación (dem.map) sobre el cual se mueve el material se creó restando el volumen inicial (h_ini.map) estimado del MDE antes de que ocurra el deslizamiento (predem.map).

Parámetro (unidad)	Valor inicial	mínimo	máximo	Resultado PEST
Peso Unitario ($\text{kPa}\cdot\text{m}^{-1}$)	18	10	50	18,03
Esfuerzo aparente (kPa)	0,5	0,1	5	0,505
Viscosidad dinámica ($\text{kPa}\cdot\text{s}$)	2,5	1,6	50	2,5
Ángulo de fricción interno ($^\circ$)	5	1	35	5,05

Tabla 1. Valores de parámetros para simular el deslizamiento de Jagüeyes con MassMov en PCRaster optimizado con PEST.

Los valores de los parámetros deben ser aquellos que hagan que la profundidad del movimiento de masa simulado sea similar a la obtenida del análisis de superposición del MDE. Para encontrar los valores con un mejor ajuste, el modelo MassMov en PCRaster se vinculó con PEST para simular el deslizamiento de Jagüeyes. PEST es un estimador de parámetros independiente del modelo que se utiliza para establecer límites en los parámetros mientras se minimiza (en el senti-

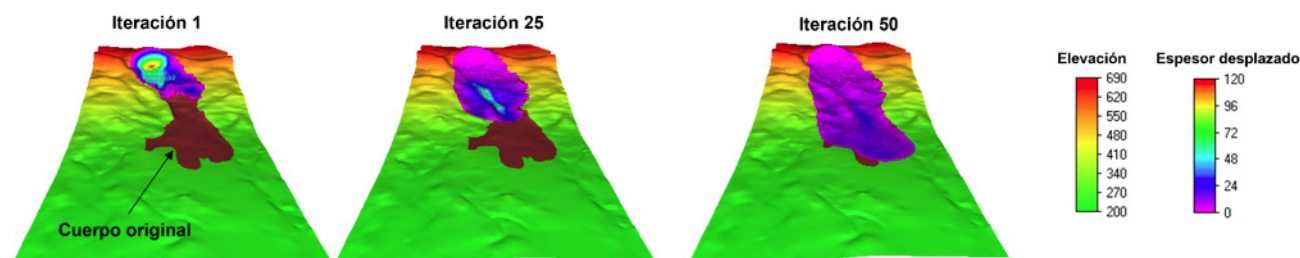


Figura 5. Vistas 3D de la simulación del deslizamiento Jagüeyes.

do de mínimos cuadrados ponderados) la discrepancia entre los resultados del modelo y las observaciones (Doherty 2004). Implementa una variante particularmente robusta del método Gauss-Marquardt-Levenberg de estimación de parámetros no lineales. Se pueden encontrar más detalles sobre el algoritmo y la implementación en el manual del usuario de PEST (Doherty 2004).

Para este caso de estudio, los valores de los parámetros se establecieron como se muestra en la Tabla 1. Las primeras tres columnas fueron los valores iniciales establecidos al probar el modelo y la configuración del rango para PEST. La última columna tiene el mejor ajuste obtenido con la calibración PEST. Tres pasos de la simulación de la ocurrencia de deslizamientos de tierra con valores se muestran en la figura 5. La vista 3D muestra el área mapeada como deslizamiento de tierra y el evento simulado. Este resultado se obtuvo con un coeficiente de correlación de 0,7843 y la suma de los residuos ponderados al cuadrado fue 759,1. La varianza estándar y el error de los residuos ponderados fueron 14,06 y 3,749 respectivamente. PEST produce un informe completo del proceso de optimización que incluye el análisis de sensibilidad. Las simulaciones se pueden compilar en videos o realizar varias comparaciones.

El modelo *MassMov* proporciona una gran cantidad de información valiosa en forma de mapas o gráficos de series temporales, como: velocidad (m/s), momento (m²/s), caudal (m³/s), masa total (m³), error de masa, etc. Los valores de los parámetros obtenidos se utilizaron posteriormente para realizar simulaciones similares en otras partes del escarpe, como se explica a continuación.

6. Conclusiones

Empleando un conjunto de métodos se logró reconstruir cómo ocurrió el deslizamiento Jagüeyes en 1963, debido a la lluvia durante el paso de huracán Flora. Se demostró la capacidad de integrar resultados de varios métodos tanto de campo como de gabinete, los cuales incluyeron trabajos geomorfológicos, geofísicos, fotogramétricos y de simulación numérica.

Los valores de los parámetros obtenidos de la simulación se utilizaron posteriormente para realizar simulaciones similares en otras partes del escarpe de la Sierra de Caujerí y sobre la misma se calculó el riesgo de ocurrencia de deslizamientos similares. Esto permitió alertar a las autoridades locales sobre los principales elementos en riesgo que están en la pendiente de la sierra y que pueden ser afectados si ocurriese otro evento de similar magnitud.

Estudios como este se pueden realizar en otras regiones para simular la ocurrencia de eventos pretéritos similares, de los cuales no se posee mucha información.

7. Agradecimientos

Este trabajo fue parte de la investigación del doctorado y debo agradecerles mucho a los profesores con los cuales compartí todos los trabajos de campo y gabinete. Muchas gracias a Cees van Westen, Steven de Jong y Theo van Asch. Aprovecho para rendirle tributo a Theo (foto en figura 4) quien ya no está entre nosotros. A todos muchas gracias.

8. Referencias

- Beguiría-Portugués S, van Asch TW, Malet J-P, Gröndahl S. (2009) A GIS-based numerical model for simulating the kinematics of mud and debris flows over complex terrain. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 9 (6): 1897-1909. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-1897-2009>.
- Castellanos Abella EA and Van Westen CJ (2007). Generation of a landslide risk index map for Cuba using spatial multi-criteria evaluation. *Landslides*, 4(4): 311-325. <https://doi.org/10.1007/s10346-007-0087-y>.
- Castellanos Abella EA (2008) Local landslide risk assessment. In: Castellanos Abella, E.A., Multi-scale landslide risk assessment in Cuba, Utrecht, Utrecht University, 2008. ITC Dissertation 154, 193-226 p. ISBN: 978-90-6164-268-8.
- Castellanos Abella EA and Van Westen CJ (2008) Qualitative landslide susceptibility assessment by multicriteria analysis: A case study from San Antonio del Sur, Guantánamo, Cuba. *Geomorphology*, 94(3-4): 453-466. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.10.038>.
- Cees van Westen (ORCID: 0000-0002-2992-902X). Departamento de Ciencias Aplicadas de la Tierra (AES) Facultad de Ciencias de la Geoinformación y Observación de la Tierra (ITC) Universidad de Twente. Langezijds, Hallenweg 8. 7522 NH Enschede. Países Bajos.
- Doherty J (2004) PEST Model-Independent Parameter Estimation. User Manual: 5th Edition. Watermark Numerical Computing, pp. 336.
- Dunn GE (1964) The hurricane season of 1963. *Monthly weather review*, 22(3): 128-138.
- EMNDC (2007) Historia de un desafío. Casa Editorial Verde Olivo, pp. 126.
- Steven M. de Jong (ORCID: 0000-0002-1586-9601). Departamento de Geografía Física, Facultad de Geociencias, Universidad de Utrecht Princetonaan 8a, 3584 CB Utrecht, Países Bajos.
- Trusov II (1964) Plano Isoyético de las precipitaciones del ciclón Flora, el día 4, 5, 6, 7 y acumulado 3-8, de octubre de 1963 (5 mapas). Instituto Nacional de Recursos Hidráulicos, Departamento de Hidrología, La Habana.

Evaluación de flujos de escombros en la costa norte de la provincia de Mayabeque, Cuba

Ramón O. Pérez Aragón (ORCID: 0000-0002-4619-62359), Ramón Rivada Suárez, Francisco Viera Cepero (ORCID: 0009-0005-7117-0837), Reinier Rodríguez Cantillo

Instituto de Geología y Paleontología, Vía Blanca 1002, San Miguel del Padrón, La Habana, Cuba

Correo de contacto: ramon@igp.minem.cu

Palabras claves: movimientos, flujos de escombros, peligro, riesgo, vulnerabilidad

Resumen

Investigadores del Instituto de Geología y Paleontología, Servicio Geológico de Cuba, realizaron un estudio de Peligro, Vulnerabilidad y Riesgo por movimientos al norte de Mayabeque, entre playa Jibacoa y boca de Canasí y evaluaron los movimientos de ladera por lluvias intensas y prolongadas, clasificándolos como flujos de escombros. Reconocimientos geólogo-geomorfológicos de campo, análisis de registros pluviométricos y procesamiento de datos de seis eventos entre 2008 y 2015, permitieron determinar las zonas de mayor vulnerabilidad y calcular los riesgos de pérdidas materiales y humanas en instalaciones turísticas al piedemonte de loma de Perle y loma del Puerto. Toda la ladera norte, con pendientes mayores de 32 grados, conformadas por eluvio-culuvios sobre calizas y margas, resultan susceptibles a la ocurrencia de movimientos de ladera tipo flujo de escombros. El factor disparador son las lluvias intensas y prolongadas, con acumulados extraordinarios. Se proponen medidas para la prevención y mitigación de posibles impactos de estos fenómenos.

1. Introducción

El 3 de febrero de 2015, el Grupo de Expertos en Movimientos, del Instituto de Geología y Paleontología, Servicio Geológico de Cuba (IGP-SGC), integrado por Francisco Viera, Ramón Rivada y Ramón O. Pérez, realizó una visita de reconocimiento a una serie de movimientos de laderas ocurridos en la parte norte de las elevaciones ubicadas entre playa Jibacoa y boca de Canasí, Provincia de Mayabeque, conocidas con los nombres de loma de Perle y loma del Puerto, a cuyo piedemonte, entre estas y la línea de costa se encuentran ubicadas las bases de campismo Los Cocos, Las Caletas, El Abra, La Laguna, Playa Amarilla y Peña Blanca.

El primer evento reportado (D1) ocurrió en el año 2008, y arrasó la vegetación del talud, abriendo una trocha de unos 200 metros de largo por unos 8 a 10 metros de ancho (fig. 1



Figura 1. Izq. Imagen satelital tomada de Google Earth que muestra el movimiento de ladera de 2008. Obsérvese lo largo y estrecho de su trayectoria. Der. Movimiento de ladera reportado en 2008 (D1) y que destruyera parcialmente un almacén perteneciente a la empresa de Campismo Popular.



Figura 2. Izq. Corona de un movimiento de ladera reciente del área. Se puede observar el ancho del movimiento y como el material que se desliza se corresponde con el suelo y la roca meteorizada. Der. Los almácigos rojos se comportan como obstáculos que desaceleran el movimiento de ladera. Una roca incrustada en el árbol refleja la velocidad y la fuerza de este evento.

2. Materiales y métodos

Para la evaluación de los fenómenos de movimientos de laderas ocurridos en el área de estudio, como materiales se utilizaron:

- el mapa topográfico;
- el mapa geológico;
- imágenes de satélite;
- el modelo de elevación digital del terreno;
- los registros de cuatro pluviómetros ubicados en las inmediaciones del área;
- reportes verbales de testigos y trabajadores del lugar y
- fotografías existentes y tomadas especialmente en las áreas afectadas.

La metodología utilizada consistió en: 1) el reconocimiento ocular de campo, el estudio de las condiciones geólogo-geomorfológicas de la zona afectada, 2) el procesamiento digital combinado de imágenes y el Modelo de Elevación Digital del terreno, 3) el estudio de los registros históricos de pluviosidad durante la ocurrencia de los fenómenos, con el objetivo de determinar los factores disparadores y los posibles umbrales de lluvia a los que pueden ocurrir los movimientos de ladera. Siempre utilizando la "Guía metodológica para el estudio de peligro, vulnerabilidad y riesgo por movimientos de terreno a nivel municipal", Versión 4, Grupo Nacional de Evaluación de Riesgos, Agencia del Medio Ambiente, del Ministerio de Ciencia, Innovación, Tecnología y Medio Ambiente (CITMA).

3. Resultados

La comisión de especialistas del Instituto de Geología y Paleontología, Servicio Geológico de Cuba (IGP-SGC), realizó varios recorridos de campo por la zona de interés para el estudio detallado de los deslizamientos ocurridos en el área. Como resultados de este trabajo se pueden destacar los siguientes:

- clasificación de los movimientos de ladera ocurridos como flujos de escombros;
- se determinaron las zonas vulnerables para la ocurrencia de movimientos de laderas;

- se determinó que las lluvias intensas y/o prolongadas son el factor disparador y se establecieron los umbrales de precipitación, duración y acumulados de lluvia a los cuales pueden ocurrir;
- se proponen medidas para la mitigación de los impactos.

4. Discusión

4.1. Evaluación de campo

Varios recorridos de campo por la zona de interés permitieron realizar las siguientes observaciones:

- mediciones de las pendientes;
- mediciones del espesor de la capa de suelo y material eluvial (susceptibles de ser arrastrados);
- determinación de las coordenadas de la cabecera y el pie de los movimientos (con Sistema de Posicionamiento Global-GPS) para su posterior ubicación en el mapa;
- medición del ancho, profundidad y longitud del flujo;
- estudio de la composición litológica del material del flujo;
- estudio del comportamiento de la vegetación de la zona ante la ocurrencia de los fenómenos de ladera.

Se determinó que la zona, por sus características geológicas y geomorfológicas, es susceptible a la ocurrencia de movimientos de ladera del tipo flujo o corriente de escombros (Highland y Bobrowsky 2008), teniendo como factor detonante la ocurrencia de lluvias intensas y/o prolongadas. Además de los eventos ya descritos, ocurridos entre 2008 y 2014, se observaron huellas de antiguos eventos, actualmente cubiertos por el rebrote de la vegetación, que se manifiestan por la presencia de viejos árboles tumbados o inclinados, acumulaciones de bloques de rocas sueltas en las laderas, e incluso la presencia de depósitos fósiles de material caótico a lo largo del piedemonte de las elevaciones, y hasta en la costa actual en el caso de Peña Blanca. Todo lo observado atestigua que los fenómenos de ladera han ocurrido a intervalos durante mucho tiempo.

Entre el hotel Memories Jibacoa y la base de campismo Los Cocos, desde un punto en la carretera frente a la lavandería del centro turístico Cameleon Villa Jibacoa, se observó, en lo alto de la elevación al sur de la carretera, el escarpe de la co-

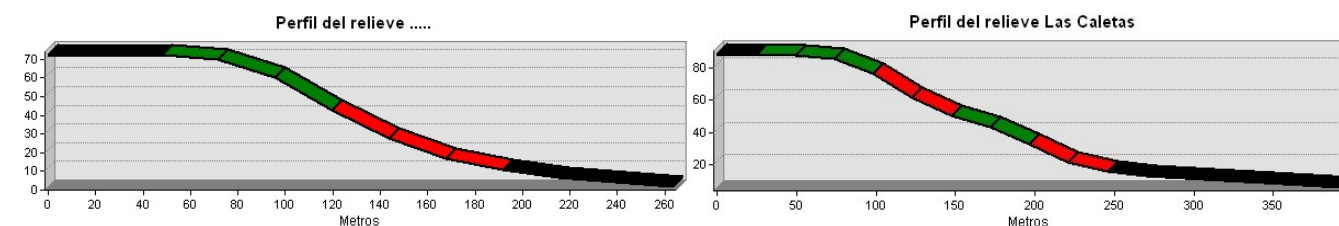


Figura 3. Izq. Perfil del relieve con una curvatura cóncava (rojo) y otra convexa (verde). Der. Perfil del relieve con dos curvaturas cóncavas (rojo) y dos convexas (verde).

rona de un movimiento muy reciente, cuyos restos de rocas, suelo y vegetación arrasada pendiente abajo, no llegaron a la parte baja de la pendiente, por lo que parece que el mismo no se desarrolló completamente.

4.2. Estudio de Peligro, Vulnerabilidad y Riesgo (PVR)

Se realizó la evaluación de las áreas afectadas (Castellanos Abella 2012), entre playa Jibacoa y boca de Canasí, para determinar el PVR en las instalaciones de campismo Los Cocos, Las Caletas, El Abra, La Laguna, Playa Amarilla y Peña Blanca, así como Villa Cameleon Jibacoa y el hotel Memories Jibacoa.

Peligro. Para la identificación de las posibles áreas de peligro se tuvieron en cuenta las observaciones realizadas durante los recorridos de campo, donde fueron analizados 6 movimientos durante los recorridos de campo: uno ocurrido en el 2008, cuatro que tuvieron lugar en noviembre de 2014 y uno en los primeros meses, presumiblemente, en abril de 2015, determinándose que todos están relacionados con lluvias intensas y prolongadas que saturan el suelo y la capa eluvial superficial. Se observaron antiguos movimientos actualmente cubiertos por la vegetación, pero que aportaron datos adicionales.

Se pudo concluir que las coronas se encuentran en pendientes de más de 30 grados, con un ancho promedio de 10 metros (fig. 2 Izq.), y mayormente en el contacto del material suelto (eluvio) con calizas y margas calcáreas del Mioceno Medio (Fm. Güines), que conforman el sustrato geológico de las elevaciones del lugar. La corriente o flujo de escombros se produce en pendientes de entre 30 y 8 grados, formando un surco poco profundo, estrecho, de hasta 100 metros de longitud (fig. 1 Izq.). El material desplazado, formado por bloques y fragmentos más pequeños, todos mezclados con material fino, que al combinarse con el agua pluvial llegan a constituir una masa caótica, fluye con relativa rapidez, en dependencia de la inclinación de la pendiente y la abundancia y consistencia de la cobertura vegetal, arrasando todo a su paso, hasta que se detiene en la base de la elevación. La mayor resistencia a los flujos de escombros, la presenta el almácigo rojo, (*Bursera simaruba*) (fig. 2 Der.).

El análisis se realiza en la vertiente abrupta de una elevación baja (unos 120 m s.n.m.) y la llanura a ella contigua, que constituye el espacio natural de redeposición del material erosionado, proceso que ha venido ocurriendo durante el ascenso de esta zona costera, de lo cual existen numerosas evidencias a lo largo de todo el piedemonte y parte de la llanura, hasta el propio borde litoral. A pesar de lo anterior, las áreas de mayor interés en el presente estudio, son aquellas, donde el fenómeno de movimientos de laderas, por el volumen y velocidad

que alcance, pudiera provocar daños materiales y/o humanos. El estudio de las pendientes permitió su clasificación (van Westen 2002), en tres clases agrupadas en los siguientes valores:

Clase 1. Corresponde con las pendientes entre 17 y 53 grados. Es la zona donde se inicia y a través de la cual se produce el flujo de escombros, se caracteriza por ser una zona de pendiente inclinada que disminuye suavemente a medida que se avanza talud abajo. Constituye la zona más peligrosa, pues en ella el movimiento alcanza la máxima velocidad.

Clase 2. Agrupa las pendientes entre 7 y 17 grados. En esta zona hay un cambio en la inclinación general del talud y constituye la zona donde el movimiento comienza a detenerse, el traslado del material acarreado sobre ella depende de la cobertura u ocupación del terreno, pero en los casos estudiados es de solo unos 10 a 15 metros.

Clase 3. Corresponde con las pendientes entre 0 y 7 grados y constituye la zona de mayor seguridad (estabilidad), se puede encontrar tanto en la parte alta de la elevación, como al pie del talud, en esta última solo se acumulan materiales finos como consecuencia del proceso de erosión (Suárez 1998).

Otro aspecto valorado durante el estudio de las pendientes fue la curvatura del terreno, teniendo en cuenta que las superficies con curvatura hacia arriba propician la acumulación de sedimentos. Se elaboró un mapa de curvatura en la dirección de máxima pendiente, con el propósito de identificar aproximadamente las zonas de deposición final del movimiento. Dicho mapa arrojó algunos elementos a considerar en el análisis. En la distribución de los valores de curvatura, se pueden distinguir dos modos diferentes en el comportamiento de la variable principalmente a lo largo del talud (fig. 3 Izq. y 3 Der.).

La forma o superficie convexa intercalada en el relieve del talud son indicadoras de acumulación de materiales producto de la erosión o de antiguos movimientos. Al parecer, inicialmente existía una gran superficie cóncava en la cual, con el transcurso del tiempo se fueron acumulando sedimentos. La figura 4 muestra una parte del mapa de curvatura que com-

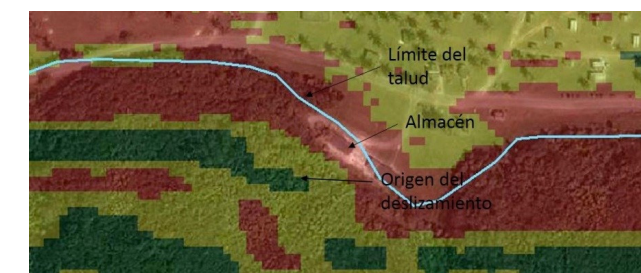


Figura 4. Mapa de curvatura del relieve en el sector al sur de los campismos Los Cocos y Las Caletas.

prende el área al sur de los campismos Los Cocos y Las Caletas, la línea azul es el límite inferior del talud, los colores verde y rojo representan las superficies convexas y cóncavas respectivamente.

Después de haber analizado estos elementos se considera que el área de estudio puede ser dividida, atendiendo al grado de peligrosidad, en cuatro zonas:

- zonas de peligro muy alto, comprende todo el talud y el área entre este y el límite del movimiento, donde la vegetación no exista y además donde el perfil de curvatura muestre una sola superficie cóncava;
- zonas de peligro alto, comprende el espacio entre el talud y la línea que trazamos como límite del movimiento, donde la vegetación es densa y el perfil de curvatura muestre dos o más superficies convexas;
- zona de peligro bajo, se considera que debe existir una franja de 10 metros de ancho por fuera del límite del movimiento por posibles errores asociados a problemas de georreferenciación y resolución del Modelo Digital del Terreno (MDT);
- zona sin peligro, se consideró el espacio entre la franja de seguridad y el límite de la costa.

Vulnerabilidad. Para el análisis de la vulnerabilidad se hizo una división en tres tramos del área de estudio (Pérez-Aragón et al. 2018).

El tramo uno comprende los campismos Los Cocos, Las Caletas, El Abra y La Laguna, donde las instalaciones quedan fuera de las áreas de peligro, no siendo así algunas partes de la carretera que les da acceso. Sin embargo, la posibilidad de vías alternativas para acceder a estas áreas hace que la vulnerabilidad, según este indicador, sea mínima y por lo tanto se considera que los campismos ubicados en este tramo no presentan riesgos por movimientos de ladera. Se exceptúan de esta afirmación, algunas instalaciones como el mirador que se encuentra al sur del campismo Los Cocos y su senda de acceso, construidos en la cima y en la ladera, respectivamente, de una elevación considerada zona de peligro, así como varios puntos de dicha ladera donde han sido ubicados tanques de reserva de agua potable que abastecen las cisternas de las instalaciones.

El tramo dos comprende el área desde el hotel Memories Jibacoa al campismo Playa Amarilla. En esta zona, algunas de las instalaciones se encuentran en áreas de peligro. Presentan mayor riesgo a ser destruidas completamente aquellas construcciones ubicadas en áreas desprovistas de vegetación entre el talud y la carretera, como algunos baños y la parte del almacén que quedó del evento de 2008. Se considera específicamente muy peligrosa la parte central del área, la cual puede ser susceptible a la ocurrencia de un fuerte movimiento, pues se caracteriza por tener grandes pendientes y porque, según la curvatura del terreno, el proceso de estabilización del talud no ha tenido un buen desarrollo.

Resulta notorio que la vía principal, prácticamente en todo su recorrido, queda en áreas de peligro, en este caso a diferencia del tramo anterior la obstrucción de la carretera por un deslizamiento dificultaría la evacuación del personal de

las instalaciones, sobre todo si esto ocurriese en el tramo que pasa entre el talud y el hotel Memories Jibacoa (fig. 1A), pues ésta es la única vía de acceso al lugar. No se debe olvidar la posibilidad de ocurrencia de eventos de peligros combinados, que para esta área pudieran ser deslizamientos asociados a fuertes precipitaciones y penetraciones del mar producto de eventos meteorológicos extremos, situación muy frecuente en Cuba y que limitaría aún más las posibilidades de salida de esta área. Otros elementos que se consideran vulnerables son las líneas de comunicaciones y eléctricas, por encontrarse muchos tramos de éstas dentro de las zonas de peligro. En este caso, aunque la magnitud de los daños en términos económicos sería baja, por lo puntual que puede ser el impacto de un movimiento de ladera sobre estos elementos, la posibilidad de interrumpir las comunicaciones en situaciones extremas, añade una componente que incrementa la vulnerabilidad.

El tramo tres comprende el área entre los campismos de Playa Amarilla y el de Peña Blanca, en este caso hay un mayor número de instalaciones en las áreas de peligro, como la cafetería, el comedor y un grupo considerable de cabañas, o sea lugares donde permanecen grupos de personas durante cierto tiempo, por lo tanto, en este tramo además de la vulnerabilidad física por la posible pérdida de instalaciones, hay que añadir que existe la posibilidad de daños a personas o pérdidas de vidas humanas. Al igual que en el tramo dos, existe aquí vulnerabilidad por capacidad de respuesta en caso que sean afectadas las líneas de comunicaciones y eléctricas, así como el bloqueo de la vía principal de acceso y con la agravante de que esto puede ocurrir en combinación con otros eventos meteorológicos extremos, aunque aquí las posibilidades de salida son aún más limitadas que en el tramo dos, sobre todo si esto pasara en la sección de carretera entre el talud y la zona de vegetación densa que da acceso a Playa Amarilla, punto que fue objeto en el 2014 de un movimiento de ladera.

Otro elemento que se tuvo en cuenta fue que un grupo de variables que incluye las características geológicas, la orientación de las pendientes, el uso del terreno, la profundidad y tipo de suelo y otros aspectos, en el caso que nos ocupa son prácticamente indiferenciables y por lo tanto no fueron usados en el análisis.

Teniendo en cuenta lo mencionado con anterioridad se consideró que las características geológicas del material superficial, las pendientes y la cobertura vegetal serían los tres elementos más importantes a considerar. Como se pudo observar en los trabajos de campos y en la bibliografía revisada, los flujos de escombros se caracterizan por generarse en las laderas empinadas y detenerse en la base de estas, el cambio de pendiente constituye el principal elemento en la retención de este tipo de movimiento de ladera, su avance sobre la zona relativamente llana es de apenas unos metros dependiendo de los obstáculos encontrados al llegar a esta.

Partiendo del hecho de que las características geológicas del área estudiada son prácticamente homogéneas para toda la zona, para determinar los sectores de mayor peligro se pro-

cedió en primer lugar a hacer un análisis de las pendientes. Una mirada al corte transversal de la estructura principal permitió comprender el comportamiento general de estas. La observación de varios perfiles de la superficie del terreno, con orientación de sur a norte (fig. 3), permitió identificar cuatro segmentos que caracterizan de forma general las pendientes de este talud: 1) una forma plana en la superficie de la elevación (tipo meseta) que, por las bajas pendientes, no son de interés; 2) a continuación (destacada en rojo), una parte de pendiente abrupta que coincide con la zona donde se producen los deslizamientos; 3) un tramo más pequeño y menos inclinado (señalado en amarillo), donde se frena y deposita la mayor parte del material desplazado y por último 4) un tramo casi llano en la base del talud (que se destaca en color negro) donde se detiene y se deposita definitivamente el flujo.

La identificación de estas cuatro franjas o segmentos de la ladera sería uno de los objetivos principales del trabajo. Partiendo de un modelo digital del terreno de resolución de 25 metros por píxel y después del procesamiento digital de los datos se obtuvo un mapa de pendientes con una resolución espacial de cinco metros. Dicho mapa fue reclasificado utilizando el método de cortes naturales, lo que permite agrupar los valores similares y maximizar las diferencias entre clases, cuyos límites quedan donde hay contrastes considerables de los datos. Este tipo de clasificación permite identificar los cambios más importantes de las pendientes y por lo tanto identificar también para toda el área las cuatro franjas de interés. O sea, las zonas donde se puede iniciar el deslizamiento, el punto donde el flujo de escombros comienza su desacereleración y la zona de máxima seguridad.

Como resultado de este proceso se obtuvo un mapa de pendientes reclasificado en las tres clases arriba explicadas.

Riesgo. El tramo que comprende el área entre los campismos de Playa Amarilla y el de Peña Blanca posee un mayor número de instalaciones en las áreas de peligro, como la cafetería, el comedor y un grupo considerable de cabañas, o sea lugares donde permanecen grupos de personas durante cierto tiempo, por lo tanto, en este tramo además de la vulnerabilidad física por la posible pérdida de instalaciones, hay que añadir que existe la posibilidad de daños a personas o pérdidas de vidas humanas. De igual forma, existe aquí vulnerabilidad por capacidad de respuesta en caso que sean afectadas las líneas de comunicaciones y eléctricas, así como el bloqueo de la vía principal de acceso, con la agravante de que esto puede ocurrir en combinación con otros eventos meteorológicos extremos.

4.3. La lluvia como factor disparador

Se ratifica el papel de las aguas pluviales como factor disparador o detonante (Arango 2000) de los movimientos de ladera del tipo flujo o corriente de escombros ocurridos. Los registros de lluvias diarias y los acumulados de los días anteriores y posteriores a estos eventos (Tabla 1), muestran la ocurrencia de fuertes lluvias en la provincia antes, durante y después de la fecha en que se produjeron los movimientos reportados.

	Pluv.	Coord x	Coord y	Altitud (m)	Acum. mm 7-10/11/2008	Acum. mm 19-22/11/2014
1	54	392960	368150	30	82	149
2	55	390890	363090	50	132	176
3	67	396740	366680	27	-	204
4	82	400850	366000	35	155	192
5	83	402040	362140	115	74	145
6	95	403650	367430	100	122	391
7	106	411080	364800	45	257	342
8	232	396990	359020	120	-	153
9	260	396540	363860	35	-	186
10	295	405020	369445	8	-	300
11	353	396480	357630	135	-	65
12	354	403750	367250	101	-	280
13	365	390220	360350	80	-	168
14	410	421250	358850	101	-	415
15	412	418700	362800	65	160	312
16	414	423500	365900	48	-	304
17	416	419950	364920	20	-	419
18	422	429300	367500	100	159	215

Tabla 1. Acumulados de lluvia en períodos de cuatro días (7 al 10 de noviembre de 2008 y 19 al 22 de noviembre de 2014), relativas a las fechas de ocurrencia de los movimientos de ladera reportados entre los días 8 al 9 de noviembre de 2008.

Precipitaciones durante el evento del año 2008

Las precipitaciones ocurridas durante el periodo comprendido entre los días 7 de noviembre de 2008 y 10 de noviembre de 2008 se muestran en la Tabla 1. Se observan solamente en los registros de las estaciones pluviométricas 106 y 412, ya que, por causas desconocidas, los pluviómetros 414 y 416 no presentan datos de registro durante esos días. No obstante, como se puede observar en la Tabla 1, toda la red de pluviómetros demuestra que durante los mismos las lluvias se comportaron intensas en casi todo el territorio.

Precipitaciones durante los eventos del año 2014

En la Tabla 2 se muestran los volúmenes de lluvias medidos por los pluviómetros:

- 106 (cortina del embalse Jibacoa, poblado de Jibacoa del Norte),
- 412 (cortina del embalse Canasí),
- 414 (comunidad Bacunayagua) y
- 416 (poblado Arcos de Canasí)

Como puede observarse, el factor detonante del flujo de escombros ocurrido en la madrugada del 21 al 22 de noviembre, fue las lluvias extraordinarias 202, 101, 103 y 106 mm/24h, para una media de 128 y acumulados para los seis días de 342, 313, 304 y 419, para un promedio de 344,5 mm.

5. Conclusiones

Toda la ladera norte de las elevaciones que bordean la costa septentrional de la provincia Mayabeque entre playa de Jibacoa y boca de Canasí (loma de Perle y loma del Puerto), son susceptibles a la ocurrencia de movimientos de ladera. En

ID	Coord X	Coord Y	Elevación	Pp(mm) 18/11/14	Pp(mm) 19/11/14	Pp(mm) 20/11/14	Pp(mm) 21/11/14	Pp(mm)22 /11/2014	Pp(mm)23 /11/2014	Acumulado Pp(mm)
106	411080.00	364800.00	45.0	0.0	31.0	0.0	202.0	87.0	22.0	342.0
412	418700.00	362800.00	65.0	0.0	28.0	91.0	101.0	92.0	1.0	313.0
414	423300.00	365900.00	48.0	0.0	38.0	77.0	103.0	86.0	0.0	304.0
416	419950.00	364920.00	20.0	0.0	47.0	94.0	172.0	106.0	0.0	419.0

Tabla 2. Registro de las cuatro estaciones pluviométricas más cercanas al área estudiada, durante el período de ocurrencia de los cuatro flujos de escombros reportados en la noche-madrugada del 21-22 de noviembre de 2014. Pp: precipitaciones en mm/24h.

ellas concurren varias de las premisas necesarias para estos eventos: laderas abruptas, suelos poco compactados, bastante alterados y poco profundos, vegetación arbustiva, entre otros.

El análisis de los eventos reportados y la evaluación del terreno in situ permiten afirmar que el tipo de movimiento que se desarrolla en estas condiciones es el de corriente o flujo de escombros.

El cambio de pendiente artificial inducido por la construcción de la carretera que bordea el pie de monte ayuda a desestabilizar la ladera, pero al mismo tiempo constituye una barrera de contención de los flujos de escombros.

La mayor parte de las construcciones ubicadas al norte de la carretera están en zona de peligro bajo, en caso de movimiento pues estos se desaceleran con el cambio de pendiente que esta provoca.

Todas las instalaciones construidas al sur de la carretera están en zona de peligro medio a alto.

El factor desencadenante o disparador está definido por la ocurrencia de lluvias intensas y prolongadas.

Los umbrales de lluvias para la ocurrencia de movimientos de ladera del tipo flujo de escombros en la zona son: lluvias con intensidad de más de 100 mm/24h, con más de dos días de persistencia y con valores acumulados en seis días por encima de 150 mm.

6. Medidas de mitigación recomendadas

Es importante tener en cuenta las circunstancias en que puede producirse el fenómeno: la ocurrencia de lluvias intensas y pertinaces, como factor disparador de los flujos de escombros, puede estar asociada a eventos meteorológicos extremos como ciclones tropicales o a otros eventos aislados como vaguadas, bajas extra tropicales. En el primer caso, se tomarían de facto, un grupo de medidas orientadas por la Defensa Civil como la evacuación del personal y los recursos, que permitirían mitigar el posible impacto de un movimiento o la combinación de este fenómeno con otro evento extremo. En el segundo caso, la situación pudiera ser diferente, pues al no orientarse medidas previas generales, podría darse el caso de ser sorprendidos por un fenómeno de movimiento de laderas encontrándose las instalaciones cubiertas, así como también un grupo de recursos materiales expuestos. Entre las medidas más importantes a considerar estarían:

- En caso de intensas lluvias prolongadas por más de un día tomar medidas de prevención en las áreas expuestas según los mapas de peligro, para evitar daños a los bienes materiales o a las vidas humanas.

- Tener en cuenta durante los planes de restauración de los campamentos y de acuerdo con los resultados de estos estudios, reubicar las instalaciones bajo peligro. En caso de que se mantengan ocupadas por personas o recursos materiales durante intensas lluvias, trasladar el personal y los recursos a otros lugares y no ocuparlas hasta pasados cuatro días del cese del período de lluvias intensas.
- Mejorar y conservar el camino paralelo a la costa de forma tal, que pueda ser utilizado como vía alternativa para entrar o salir de los lugares afectados en caso de que la carretera principal fuese obstruida, de igual forma mejorar el tramo que une este camino con la vía principal y que pasa al este y por el norte del hotel Memories Jibacoa. En caso de que sea necesario reconstruir la carretera, hacerlo por fuera de las áreas de peligro.
- Reforestar las áreas bajo peligro, sobre todo los sectores al sur de la carretera, con especies resistentes a los movimientos y que sean parte de las formaciones vegetales del lugar, específicamente se propone el almácigo rojo (*Bursera simaruba*) por su resistencia demostrada en la práctica de las áreas recientemente afectadas.
- Si las intensas lluvias estén asociadas a ciclones tropicales, se debe tratar de permanecer en esta área lo menos posible, aún el personal destinado al cuidado ellas.
- Mantener vías de comunicación telefónicas alternativas.
- Explicar a los directivos de las instalaciones los resultados y medidas que se publican en el presente informe.

7. Referencias

- Arango J (2000) Relaciones lluvia-movimiento y zonificación geotécnica en la comuna 2 de la ciudad de Manizales. Tesis de Grado, Ingeniería Civil. Universidad Nacional de Colombia, Sede Medellín.
- Castellanos Abella EA. (2012) Guía metodológica para el estudio de peligro, vulnerabilidad y riesgo por movimientos de terreno a nivel municipal. Versión 4. Grupo Nacional de Evaluación de Riesgos. Agencia del Medio Ambiente. CITMA.
- Highland LM y Bobrowsky P (2008) Manual de derrumbes: Una guía para entender todo sobre derrumbes. (Digital) Servicio Geológico de los Estados Unidos, Reston, Virginia.
- Pérez-Aragón RO, Rivada-Suárez R., Viera-Cepero F y Rodríguez-Cantillo R (2018) Movimientos de laderas en la costa norte de Mayabeque, Cuba, clasifican como flujos de escombros. Revista Geoinformativa. CNDIG. La Habana, Cuba. Vol. 11 (2): 2018.
- Suárez J (1998) Movimientos y estabilidad de taludes en zonas tropicales. Universidad Industrial de Santander. pp. 557.
- van Westen CJ (2002) Deterministic landslide hazard zonation. International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation (ITC). <http://www.itc.nl/ilwis/applications/application06.asp>.

El Caso de estudio: Caracterización Morfométrica del Deslizamiento de Casual – Alausí, Provincia de Chimborazo – Ecuador

Juan Carlos Reina (ORCID: 0009-0003-6272-0169), Aníbal Roberto Pulupa (ORCID: 0000-0003-1715-464X)

Instituto de Investigación Geológico y Energético, IIGE, De las Malvas E15 – 142 y De Los Perales – Monteserrín (593) 023931390 Ext.: 1692, Código Postal: 170503 / Quito – Ecuador, <https://www.geoenergia.gob.ec/>

Correo de contacto: juan.reina@geoenergia.gob.ec;

Palabras claves: inventario, movimientos en masa, deslizamiento, caracterización morfométrica, afectaciones

Resumen

Se presenta el levantamiento de información de campo referente a la caracterización del deslizamiento de Casual – Alausí, provincia de Chimborazo. El trabajo está enfocado principalmente en el reconocimiento de características geológicas y morfométricas, así como también, en la determinación del mecanismo de falla y potencial de ocurrencia en el futuro.

El desastre de Casual - Alausí, corresponde a un deslizamiento de gran magnitud, suscitado la noche del 26 de marzo de 2023, aproximadamente a las 21:00 horas, causando afectaciones graves en el cantón Alausí en la provincia de Chimborazo, específicamente en las comunidades de Casual, Palte y Nuevo Alausí, como la destrucción de al menos dos barrios, pérdidas humanas, damnificados y daños a la infraestructura pública y privada.

1. Introducción

Ecuador es un territorio donde confluyen amenazas naturales como sismos, erupciones volcánicas, además de periodos de lluvias intensas, acción humana, entre otras. Estas amenazas pueden disparar la ocurrencia de deslizamientos, los mismos que al no ser manejados ni entendidos de una manera adecuada, ocasionan consecuencias negativas a la sociedad (Dikau et al. 1996). Los efectos de estos eventos pueden llegar a ser devastadores generando daños en infraestructuras privadas y públicas, como son: vías, viviendas, construcciones para el sistema agropecuario entre otros, afectando la calidad de vida de la población.

Los reportes técnicos remitidos por autoridades del cantón Alausí, manifiestan: "...Presencia de grietas considerables en el pavimento flexible de la Panamericana E-35 kilómetro 535, estas varían con un ancho de apertura de 3 a 5 cm, una longitud que varían desde los 7 a 11 metros, lo que conlleva el riesgo eminente de que la misma sufra mayores afectaciones y con ello el tránsito vehicular, ya que es una vía de primer orden de acceso tanto de entrada y salida de la ciudad de Alausí"; así como "... insistir a las autoridades, se disponga de manera urgente en base a sus competencias a técnicos en las ramas de ingeniería civil, hidráulicos y demás para la respectiva intervención inmediata al tramo vial afectado, evitar mayor afectación a la misma y las posibles consecuencias al tránsito vehicular y la zona de influencia ...".

La noche del 26 de marzo de 2023, aproximadamente a las 21:00 horas, un deslizamiento de gran magnitud, en las co-

munidades de Casual, Palte y Nuevo Alausí, en el cantón Alausí de la provincia de Chimborazo, deja sepultados al menos dos barrios, destruyendo casas y causando pérdidas humanas, damnificados y afectación a la infraestructura local.

2. Área de estudio

El cantón Alausí se ubica en la parte central del Ecuador, entre las Cordilleras Occidental y Real (fig. 1). Geográficamente se localiza en la provincia de Chimborazo, a 314 km al sur de la ciudad de Quito. El acceso se realiza por la vía Quito – río-bamba - Alausí, conocida como la ruta Panamericana E35, con un tiempo de traslado de aproximadamente 5 horas.

El asentamiento de Alausí se encuentra en la región andina central de Ecuador, dentro de las vertientes y relieves inferiores de las cuencas interandinas. En las partes altas cercanas a la comunidad de Aypud, las cotas de los relieves llegan a alcanzar los 3 900 m s.n.m., presentan pronunciada disección y pendientes moderadas a altas de 25° a 55° y están asociadas a relieves montañosos; mientras que, en las vertientes inferiores, donde se ubica la zona poblada, las cotas varían de 2 300 a 2 600 m s.n.m., existen pendientes suaves a moderadas de 8° a 25° y de poca disección. El desnivel relativo de las vertientes inferiores desciende hasta límites muy variables entre 50 m y 300 m, laderas rectas e irregulares; sobre éstas se observan procesos superficiales erosivos y de remoción en masa.

La litología observada en el deslizamiento de Casual - Alausí, corresponde a rocas volcánicas y volcanoclásticas de la Formación Cisarán (MCn). Comprende areniscas de aporte

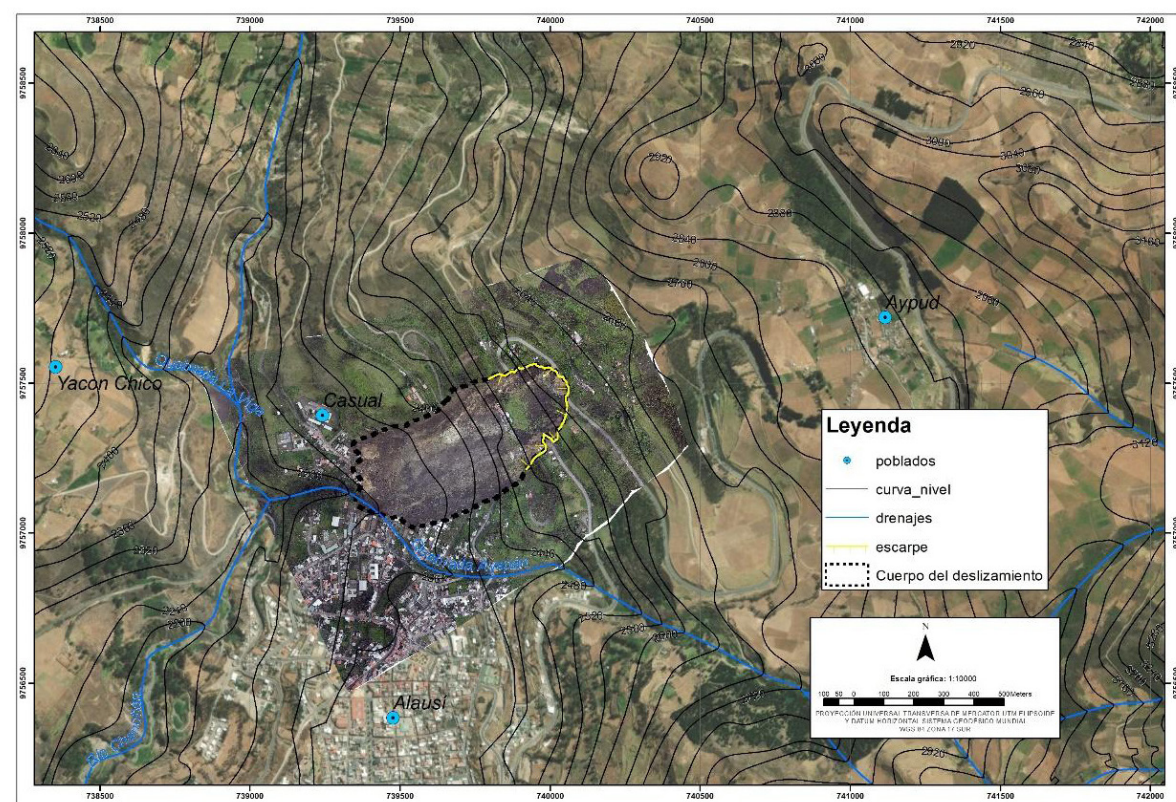


Figura 1. Ubicación del área del deslizamiento Casual – Alausí, donde se observa relieves montañosos de pendientes moderadas a abruptas.

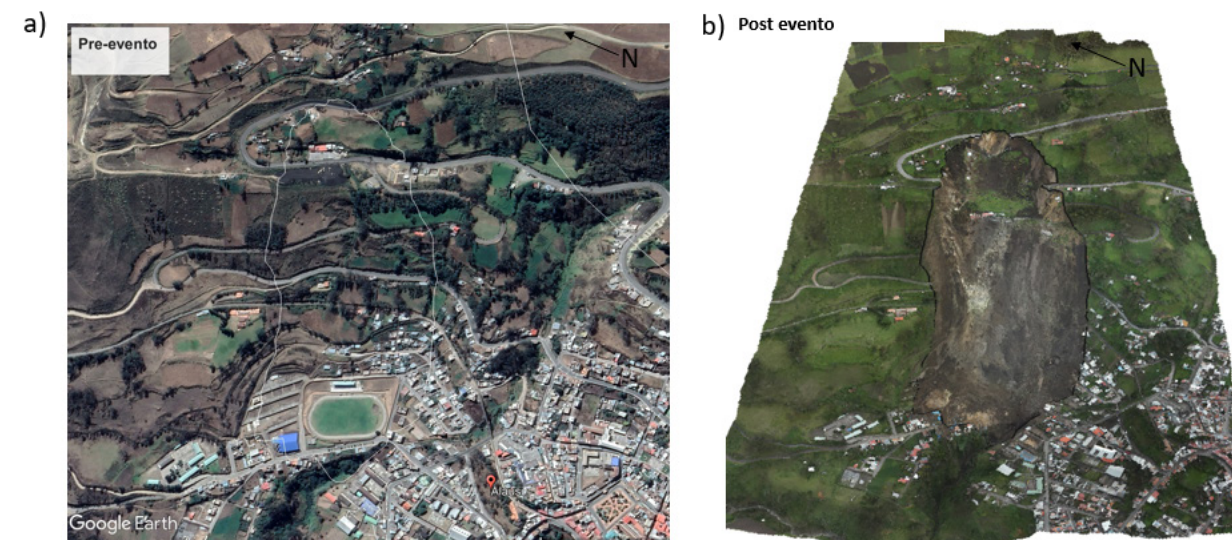
volcánico, tobas de líticos, andesitas y brechas laharíticas. En los bloques de areniscas se reconoce alto contenido de líticos volcánicos de composiciones intermedia a ácida. Brechas laharíticas matriz – soportadas, con clastos subangulosos y subredondeados de andesitas con diámetros de hasta 10 cm. También se observan bloques de andesitas y tobas silicificadas con diámetros de aproximadamente 2 metros. El área del deslizamiento forma parte de un depósito coluvial antiguo, donde se observan bloques de andesitas y tobas silicificadas, subangulosos a subredondeados, de alta meteorización y moderada alteración, envueltos en matriz limo – arenosa, de proporción 60 % matriz y 40 % bloques (matriz – soportado).

En el cantón Alausí y en la provincia de Chimborazo, se han realizado varios estudios de investigación y cartografía relacionados a movimientos en masa. Entre los más importantes, destaca el estudio realizado por el Proyecto “Zonificación de Susceptibilidad y Peligros / Amenazas por procesos de Movimientos en Masa a escala 1:50 000, en el Territorio Ecuatoriano, Fase I” del Instituto Nacional de Investigación Geológico, Minero y Metalúrgico (INIGEMM), en el año 2013, y corresponde al Mapa de Susceptibilidad por Movimientos en Masa, Hoja Alausí, Escala 1:50 000.

Del Inventario de Movimientos en Masa del Mapa de Susceptibilidad de la Hoja Alausí a escala 1:50 000, es importante destacar la clasificación de los Deslizamientos Complejos y Deslizamientos Rotacionales (SLIDE), debido a que el área de desastre actual, tiene gran relación con las características descritas para los tipos de deslizamientos antes mencionados. Los deslizamientos (SLIDE) se encuentran principalmente en

depósitos coluviales y materiales andesíticos. Se presentan en laderas o vertientes empinadas a muy empinadas, moderadamente profundas, con volúmenes grandes a muy grandes, velocidad de movimiento estimada de lenta a moderada y originados por el tipo de material y la erosión del pie de las laderas por los ríos (fig. 2).

El aspecto más importante por a resaltar en el mencionado Mapa de Susceptibilidad por movimientos en masa, Hoja Alausí a escala 1:50 000, es la determinación de clases de susceptibilidad, que van desde la clase muy baja a la clase muy alta. En el análisis de esta información, se ubica a la zona del desastre de Casual entre la clase alta a muy alta, lo cual significa, que en esta clase se encuentran zonas muy inestables, donde han ocurrido movimientos en masa de tipo rotacional y complejo, superficies de ruptura moderadamente profundas (20 m – 100 m). Estos movimientos están actualmente activos y tienen velocidad moderada a lenta, son moderadamente grandes con un volumen estimado mayor a 1 000 000 m³. Existen vertientes empinadas y muy empinadas de 35° a 55°; conformadas de brechas, areniscas, lutitas, tobas y depósitos superficiales (coluviales). Predominan cultivos de ciclo corto, zonas de pastos cultivados y pastos naturales, además con zonas erosionadas que no tienen ningún uso. Se esperan movimientos en masa con volúmenes mayores de 6 x 10⁶ m³. No se recomienda el desarrollo de obras de infraestructura en esta zona, especialmente en los sitios con deslizamientos activos, así como los movimientos en masa inactivos. Para garantizar la estabilidad de estas obras se requiere de medidas especiales, generalmente muy costosas.



Fuente : a) Google Earth-CNES Airbus, 8/29/2020; b) Levantamiento Fotogramétrico -IGE Abril 2023

Figura 2. a) Fotografía del sector de Casual (Pre – evento). b) Fotografía del deslizamiento de Casual y afectaciones en Alausí (Post – evento).

3. Metodología de investigación

Para la ejecución de la investigación en el desastre de Casual - Alausí, se planificaron dos etapas de trabajo paralelas, de tal manera que se describe una fase de recopilación de información y la fase de trabajos de campo.

Etapas de recopilación de información. En esta etapa se realiza un análisis de la información geológica existente y disponible. El objetivo de este análisis es proponer una hipótesis de trabajo general que permite definir el alcance de la investigación en el deslizamiento.

Etapas de trabajos de campo. En la etapa previa se realizó la planificación de geotrasvías para el área de desastre, con el objetivo de levantar datos precisos del deslizamiento y cartografiar la mayor cantidad de área afectada. En esta etapa, también se planificó el levantamiento cartográfico mediante el diseño de planes de vuelo de drones, a fin de obtener fotografías aéreas georeferenciadas. Una vez tomada la fotografía aérea se procesó en un software especializado para la generación de un ortomosaico y el modelo digital de superficie, este procesamiento consistió en alinear las fotografías y generar la nube de puntos densa. A partir de la nube de puntos se generó tanto el modelo digital de superficie como el ortomosaico (Ficha Técnica de Inventario de Movimientos 2022).

4. Caracterización del Deslizamiento de Casual - Alausí

El evento de la zona de Casual es un deslizamiento que posee un escarpe principal vertical, la masa desplazada se acumuló ladera abajo y su deformación interna es de grado bajo (fig. 3). La velocidad y duración de este evento fue súbita (21:12 horas del 26/03/2023), sin embargo, proviene de un proceso moderadamente lento, de aproximadamente noviembre de 2022. El factor desencadenante, principalmente, fue el régimen de lluvia que, según reportes de los moradores locales, fue intensa durante todo el mes de marzo de 2023.

Dos de los factores preparatorios para este deslizamiento son la litología, que corresponde a material conformado por

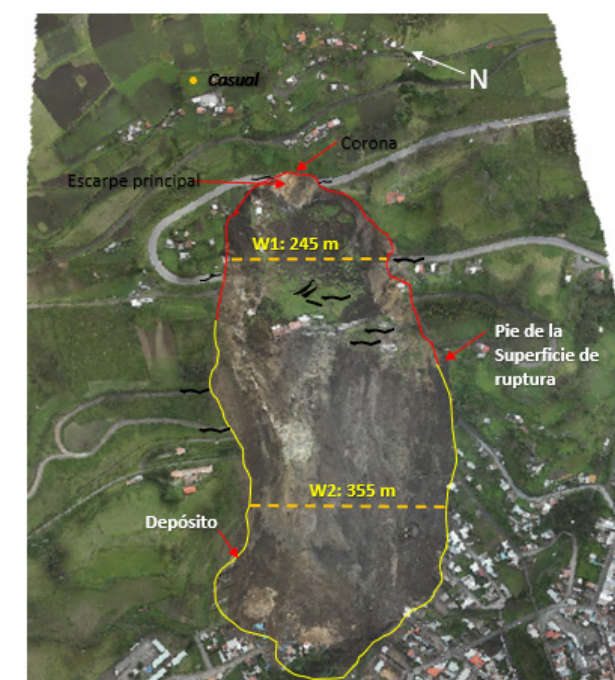


Figura 3. Esquema en planta del deslizamiento de Casual – Alausí. Se observa los parámetros correspondientes a W1 y W2. (Post evento). W1: Ancho de la superficie de ruptura, W2: Ancho de la masa desplazada.

roca altamente meteorizada y la pendiente de más de 50°. El mecanismo detonante posiblemente fue el repentino incremento de los niveles piezométricos, seguidos de periodos de intensas lluvias (Gedney 1978).

La corona del deslizamiento, el desplazamiento aparentemente es semi-vertical y tiene muy poca rotación. Se observa que la superficie original del terreno gira en la dirección de la corona del talud, y en el cuerpo del deslizamiento hay bloques que giran en la dirección opuesta (INIGEMM 2013) La superficie de falla es cóncava en forma de “cuchara”, después de que la falla es iniciada, la masa hundida comienza a rotar y

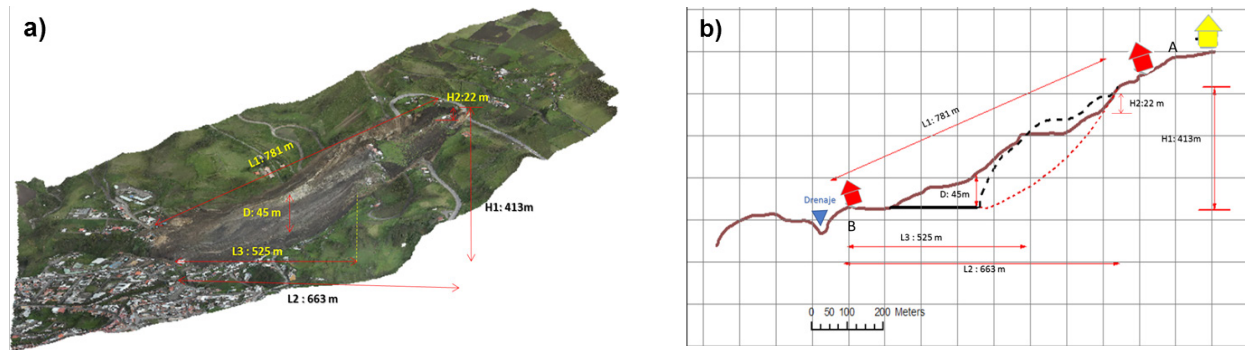


Figura 4. a). Sección transversal del deslizamiento de Casual - Alausí, obtenido a partir de ortofotografías. b). Sección transversal esquemática del deslizamiento de Casual - Alausí, donde se muestran las medidas morfométricas del evento. H1: Altura total del talud, H2: Altura del escarpe, L1: Longitud total de la superficie, L2: Longitud total horizontal, L3: Distancia alcanzada, D: Profundidad de la masa desplazada.

esta se descompone en muchos bloques discretos y una serie de agrietamientos concéntricos y cóncavos en la dirección del movimiento. En el levantamiento de campo se evidenció la altura del escarpe, que tiene un desplazamiento de aproximadamente 22 metros y una pendiente $> 50^\circ$ (Hutchinson 1998) Existen algunos colapsos en los flancos del deslizamiento, estos están causando esfuerzos de corte longitudinales y diagonales lo que ocasiona la formación de grietas “en escalón” en el cuerpo del movimiento. La parte baja de la masa se mueve sobre el pie de la superficie de falla, generando abultamientos y produciendo grietas de tracción transversales.

Para caracterizar morfométricamente el deslizamiento de Casual - Alausí, se utilizaron los esquemas planteados en el “Proyecto para el Desarrollo de Capacidades para la Reducción del Riesgo de Desastres en Laderas a Nivel Técnico y Territorial” (IIGE 2023), que ejecuta el Instituto de Investigación Geológico y Energético (IIGE) con la asistencia técnica de la Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA). Para el caso de deslizamientos, se indica mediante un esquema de perfil y de planta las características morfométricas que pueden observarse en los trabajos de campo (fig. 4).

La recurrencia de deslizamientos en este sector, además de las precipitaciones, probablemente se encuentre controlada por la inclinación de las pendientes que oscilan entre 35° a 50° . La geología se trata de volcanosedimentos, material poco consolidado, zona de coluviones antiguos, estructuras y lineamientos semicirculares, presencia de fallas regionales, y probablemente una zona sísmica activa, y la geometría de los taludes.

El reconocimiento del lugar indica que, a ambos flancos del deslizamiento, en un área aproximada de 50 ha, tienen un alto potencial para la ocurrencia de nuevos deslizamientos, principalmente por la presencia de grietas transversales en ambos flancos del deslizamiento, condiciones morfológicas favorables para la ocurrencia de deslizamientos, la geología superficial alrededor del área (material meteorizado y alterado, de origen vulcano - sedimentario) y evidencia de movimientos en masa antiguos. Además, hay ausencia de obras efectivas de mitigación y movimiento de tierras, lo cual limita la prevención de posibles deslizamientos, ocasionando elementos de riesgo.

4. Conclusiones

El desastre de Alausí, en la provincia de Chimborazo, corresponde a un Slide/Deslizamiento (definición Proyecto JICA),

Deslizamiento Rotacional (definición tradicional). Localmente se presentan componentes de flujos de detritos, por lo cual se pueda catalogar como un Deslizamiento Complejo (definición tradicional).

El inicio del evento se registra a lo largo de una superficie en forma de cuchara (pre-evento), con más de 27 grietas en la corona del área inestable. Posterior al evento existe un abombamiento al pie de la masa desplazada. Al analizar el cuerpo del deslizamiento se observa rotación hacia la corona y la masa se ha desplazado dejando un escarpe secundario, como parte de la superficie de rotura.

Con los cálculos morfométricos y las medidas tomadas en campo se tiene que: la distancia alcanzada del material es de 525 m, la profundidad de la masa desplazada es de 45 m, el ancho de la superficie de rotura es de 245 m, el ancho de la masa desplazada es de 355 m, el área afectada es de 28 ha y el volumen aproximado es de 3,5 millones de metros cúbicos.

Los factores preparatorios del evento corresponden a la litología (meteorización y alteración) y pendientes moderadas a fuertes. Por otro lado, los factores disparadores corresponden a la acumulación de precipitaciones, filtración de agua, suelos sobresaturados, mal uso de suelo y alcantarillado (factor antrópico), y posiblemente los sismos registrados en las últimas semanas.

5. Referencias

- Dikau R, Cavallin A y Jäger S. (1996) Databases and GIS for landslide research in Europe. *Geomorphology* 15: 3-4.
- Ficha Técnica de Inventario de Movimientos (2022) En Masa del Proyecto para el Desarrollo de Capacidades para la Reducción del Riesgo de Desastres en Laderas a Nivel Técnico y Territorial. Agencia de Cooperación Internacional de Japón (JICA).
- Gedney DS, William G y Weber Jr. (1978) Design and construction of soil slopes. *Transportation Research Board Special Report* 176.
- IIGE. Instituto de Investigación Geológico y Energético (2023) Informe Técnico de Inspección Deslizamiento Casual - Alausí - Provincia de Chimborazo. DSE-IT-2023-027. Junio, 2023. Quito - Ecuador.
- Hutchinson JN (1998) General Report: Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. *Proceedings of the 5th international symposium on landslides*, Lausanne (Vol.1, pp. 3-35). 1998.
- INIGEMM (2013) Memoria Técnica Mapa de Susceptibilidad a Movimientos en Masa Hoja Alausí Esc. 1:50 000. Quito - Ecuador.

Susceptibilidad a deslizamientos en la Cordillera de Apaneca, El Salvador

Mario Reyes (ORCID: 0009-0007-5889-1124)

Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales, El Salvador; Km 5 ½ Carretera a Santa Tecla, Calle y Colonia Las Mercedes, Edificios MARN, San Salvador, El Salvador

Correo de contacto: mreyes@ambiente.gob.sv

Palabras claves: deslizamientos, susceptibilidad, multivariate adaptive regression splines (MARS).

Resumen

En este trabajo se presenta un modelo estadístico para predecir la ocurrencia de deslizamientos generados por lluvia, para la Cordillera de Apaneca en El Salvador. El modelo ha sido creado con un inventario de deslizamientos levantado con base en imágenes satelitales provenientes de Google Earth™. Se ha usado la técnica Multi-Adaptive Regression Splines (MARS) para hacer el análisis de regresión de los datos. El valor de AUC (área bajo la curva) obtenido es de 0,887, lo cual indica un nivel de predicción excelente. El mapa ha sido reclasificado en cuatro categorías: muy baja, baja, moderada y alta. El 92 % de los deslizamientos ocurridos están localizados en las categorías moderada y alta.

1. Introducción

Guzzetti et al. (2005) definen la susceptibilidad a deslizamientos como un estimado de “dónde” se espera que estos ocurran.

Los métodos para la evaluación de la susceptibilidad a deslizamientos pueden ser cualitativos o cuantitativos. Los métodos cualitativos son subjetivos y definen la relación entre los deslizamientos y las condiciones locales del terreno de forma heurística. Los métodos cuantitativos generan un valor numérico, que generalmente es la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos.

En general, los métodos usados para asignar susceptibilidad a deslizamientos pueden agruparse en cinco categorías (Reichenbach et al. 2018): a) mapeo geomorfológico, b) análisis de inventarios de deslizamientos, c) enfoques heurísticos o basados en índices, d) métodos basados en procesos (modelos físicos) y e) métodos estadísticos.

Dada su fácil aplicabilidad y que en muchas ocasiones no se tienen inventarios de deslizamientos, los métodos heurísticos son los que han sido más usados en el pasado en Centroamérica. Para una escala regional, los métodos estadísticos son aplicables, siempre que se cuente con un inventario de deslizamientos adecuado, el cual es el principal insumo para este tipo de enfoque. En el presente trabajo se usa la técnica Multi-Adaptive Regression Splines (MARS) para construir un mapa que represente las condiciones de susceptibilidad a deslizamientos para la zona de la Cordillera de Apaneca. Esta técnica ya se ha usado para trabajos previos en El Salvador, tales como los realizados por Rotigliano et al. (2018) y Rotigliano et al. (2019), para modelar zonas en los alrede-

dores de las calderas de Coatepeque e Ilopango, respectivamente.

2. Área de estudio

El área de estudio es una porción de aproximadamente 668 km² de la Cordillera de Apaneca, la cual está situada en la zona occidental de El Salvador. Esta cordillera consiste en un grupo de estratovolcanes basálticos a andesíticos del Pleistoceno y Holoceno, orientados de oeste a este. El 43 % del área total tiene pendientes mayores a 25° . La mayor elevación la tiene el Cerro El Águila, con 2 035 m s.n.m. En esta cordillera han ocurrido deslizamientos de forma frecuente durante las últimas décadas. Algunos de ellos han causado afectaciones, como el flujo de escombros ocurrido en el Cerro de Apaneca el 26 de junio de 2005, que causó la muerte de cuatro personas (Cepeda 2009). En la figura 1 se muestra la zona de inicio de este flujo.



Figura 1. Inicio del flujo de 2005 en Cerro de Apaneca.



Figura 2. Ubicación de la zona de estudio.

La zona de estudio se muestra en la figura 2, localizado en el extremo oeste de El Salvador.

3. Materiales y métodos

3.1. Variables usadas

La variable independiente es la ocurrencia o ausencia de deslizamientos. El inventario de deslizamientos consta de 558 registros mapeados, usando imágenes satelitales de Google Earth, para el período de 2003 a 2011. Sólo se han considerado deslizamientos inducidos por lluvia. Debido a las limitaciones en la cobertura de las imágenes para algunas zonas, el inventario no puede considerarse completo, dado que podría haber algunos deslizamientos que no fueron mapeados. Los deslizamientos fueron mapeados como puntos, que representan el punto más alto de la zona de inicio de éstos.

Las variables dependientes se dividen en dos grupos: continuas y categóricas. Las variables continuas usadas fueron la elevación, pendiente, curvatura en planta, curvatura de perfil e índice topográfico de humedad. Estas se generaron a partir de un modelo digital de elevación de 5 metros de resolución obtenido a partir de un levantamiento LIDAR de los años 2013 y 2014. Todas las variables continuas, así como las variables categóricas, aspecto y geformas, fueron generadas usando herramientas de SAGA GIS. El resto de las variables categóricas fueron la geología, obtenida del mapa geológico 1:100 000 de El Salvador y la cobertura de suelo, derivada de un mapa elaborado por el Ministerio de Medio Ambiente de El Salvador para el año 2011.

3.2. Metodología

La metodología empleada para el análisis de regresión fue la técnica no paramétrica MARS (Friedman 1991). Durante el proceso, el predictor no toma una forma predeterminada, sino que se construye a partir de información derivada de los datos, teniendo en cuenta también la no linealidad entre las variables dependientes e independientes. El resultado se expresa como una serie de relaciones denominadas funciones base (BF, por sus siglas en inglés). Las funciones base están

delimitadas por nodos, los cuales son generados automáticamente. El análisis de regresión MARS es dado por la siguiente ecuación:

$$f(x) = \alpha + \sum_{i=1}^N \beta_i h_i(x)$$

Donde α es el intercepto del modelo y β_i los coeficientes de las funciones base (h_i) obtenidas partiendo el rango de las variables predictoras por medio de los nodos establecidos por el modelo.

Se considera la variable dependiente como la presencia o ausencia de deslizamientos (codificada como una variable binaria, 1 ó 0), y las variables independientes las mencionadas anteriormente. Dado que no se tiene suficiente información en algunas zonas, se eligió usar el inventario completo de deslizamientos, sin separar por tipología.

Para analizar la dependencia entre las variables, se realizó un análisis de multicolinealidad, considerando el factor de influencia de varianza (*Variance Influence Factor*, VIF) y se tomó un VIF < 10 como criterio de valor aceptable. Si el valor para una variable específica no cumplió el criterio, se eliminó de las variables usadas para crear el modelo.

La modelación con la técnica MARS fue realizada con el paquete "earth" (Milborrow 2011), implementado en el lenguaje de programación R (R Core Team, 2019). El resultado del modelo es la probabilidad de ocurrencia de deslizamientos entre 0 y 1, para cada uno de los puntos usados para entrenarlo.

Para tomar en cuenta la sensibilidad del modelo a los datos de entrada, se han generado 10 modelos variando los datos de deslizamientos y no deslizamientos. Para cada modelo se ha tomado el 70 % del set de datos de deslizamientos de forma aleatoria y se ha generado también de forma aleatoria un número igual de puntos que corresponden a datos de no deslizamientos. El restante 30 % de los datos se usó para verificar el desempeño del modelo, es decir, para verificar la capacidad de este para predecir deslizamientos que no fueron usados para crearlo.

Con el objeto de verificar de forma cuantitativa el ajuste del modelo a los datos usados se usaron el área bajo la curva (Area Under the Curve, AUC) de la curva ROC (Receiving Operating Characteristics, por sus siglas en inglés) e indicadores derivados de una matriz de confusión, como la precisión (*accuracy*), sensibilidad (*sensitivity*) y especificidad (*specificity*). Los indicadores fueron calculados usando un valor de corte optimizado a través del índice de Youden.

4. Resultados

Los resultados obtenidos se presentan en los siguientes apartados. Para todas las variables se obtuvo un VIF < 10, por lo que no se eliminó ninguna de ellas.

La curva ROC para datos de validación se muestra en la figura 3, la cual tiene un AUC de 0.887.

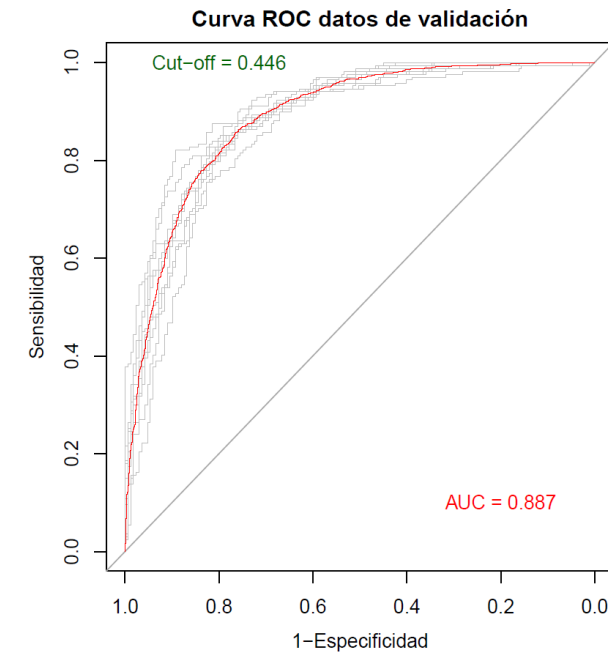


Figura 3. Curva ROC construida con datos de validación.

4.1. Matriz de confusión e indicadores

La matriz de confusión, creada usando un valor de corte 0,446, se muestra en la Tabla 1, seguida de los indicadores respectivos.

Predicción	Total= 3340	Referencia	
		ND	D
ND	1279	243	
D	391	1427	

Tabla 1. Matriz de confusión para datos de validación. D: Deslizamientos. ND: No Deslizamientos

Los indicadores derivados de la matriz de confusión son los siguientes: Precisión: 0,8102; Sensibilidad: 0,8545 y Especificidad: 0,7659.

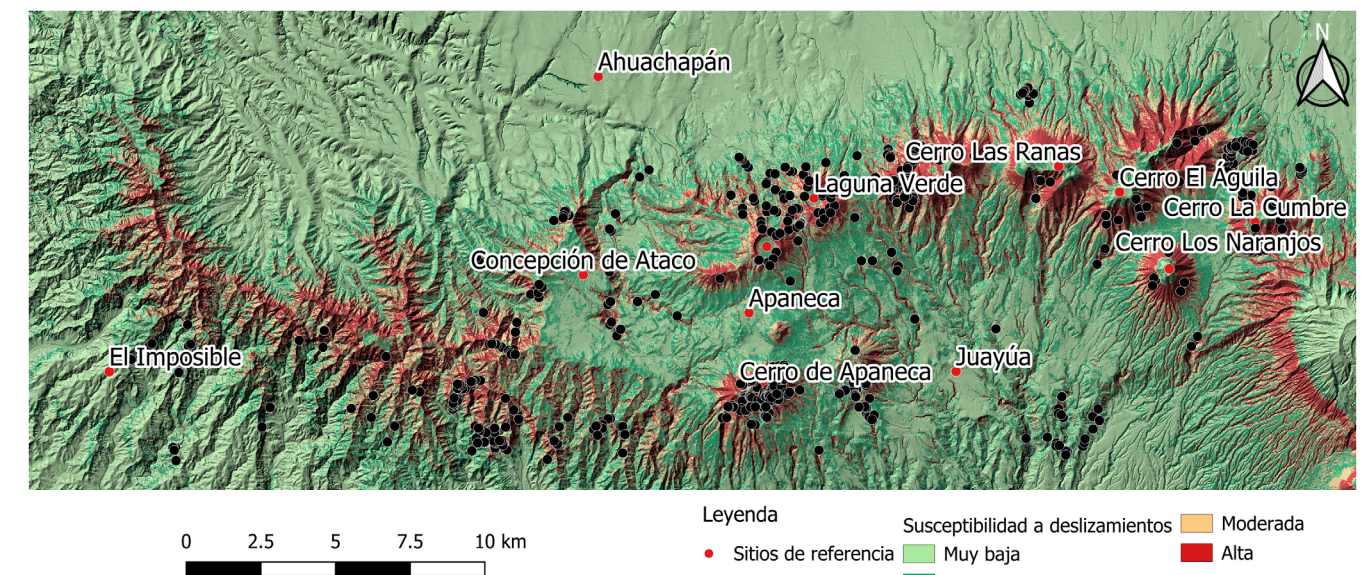


Figura 4. Mapa de susceptibilidad a deslizamientos inducidos por lluvia para la zona de estudio.

4.2. Mapa de susceptibilidad a deslizamientos inducidos por lluvia para la Cordillera de Apaneca

Para cada pixel del raster y para cada set de datos se ha generado un valor de probabilidad entre 0 y 1. El mapa final se ha generado como el promedio de los valores de probabilidad de cada uno de los 10 modelos creados. El mapa se ha reclasificado en cuatro categorías usando el método "Natural Breaks", implementado en ArcGIS. Se ha aplicado también un filtro para reducir el número de pixeles aislados de una categoría dentro de otra, usando la herramienta "Majority filter" en ArcGIS. El mapa de susceptibilidad a deslizamientos inducidos por lluvia se muestra en la figura 4. La distribución de los deslizamientos en cada una de las categorías es la siguiente: muy baja, 1 %; baja, 7 %; moderada, 16 % y alta, 76 %.

5. Discusión

Hosmer y Lemeshow (2000) proponen valores de umbrales de AUC de 0,7, 0,8 y 0,9 correspondientes a predicciones aceptables, excelentes y excepcionales, respectivamente. En este caso, el valor de AUC para el caso de los datos de validación (0,887) corresponde a un desempeño excelente.

Considerando los datos de validación, la sensibilidad, que relaciona el porcentaje de predicciones correctas de deslizamientos con la totalidad de deslizamientos, es del 85 %, el cual es un valor aceptable.

El valor de precisión indica la capacidad de predicción del modelo para casos positivos y negativos, es decir, que tan bien se predicen los deslizamientos y los no deslizamientos. En este caso, el valor obtenido es del 81 % para los datos de validación. Guzzetti et al. (2006) consideran que valores aceptables de este indicador, para el caso de los datos de calibración, deben estar arriba del 75 %, y que valores superiores al 80 % son muy satisfactorios. Los valores muy altos, por ejemplo, del 90 %, podrían significar que el modelo está reflejando de forma demasiado cercana, el inventario de deslizamientos que se usó para crearlo. Aunque no se muestra la matriz de

confusión correspondiente, se ha calculado la precisión para los datos de calibración. Este valor es de 84 %, por lo que se considera muy satisfactorio.

Otro indicador adicional considerado por Guzzetti et al. (2006), es el número de unidades de mapeo con deslizamientos clasificados erróneamente como estables con el modelo (Falsos Negativos, FN). Se propone un umbral con valores menores o iguales del 15 % del total de las unidades de análisis (en este caso píxeles), para los datos de calibración. El valor obtenido es del 5,5 %, el cual cumple este indicador. En general, todos los indicadores analizados tienen valores aceptables.

6. Conclusión

El modelo generado por medio de la técnica MARS representa de manera aceptable la susceptibilidad a deslizamientos inducidos por lluvia en la zona de la Cordillera de Apaneca. El valor de AUC obtenido representa un desempeño excelente y las otras métricas obtenidas también tienen valores aceptables. El mapa de susceptibilidad reclasificado logra capturar la mayoría de deslizamientos en las clases moderada y alta. Este mapa puede ser un punto de partida para la gestión de la amenaza por deslizamientos en esta región.

7. Agradecimientos

Parte del entrenamiento en modelos de susceptibilidad a deslizamientos y los códigos para ejecutarlos fueron proporcionados en el "Proyecto Regional de Formación aplicada a los escenarios de Riesgos con Vigilancia y Monitoreo de los fenómenos volcánicos, sísmicos, hidrogeológicos en Centro América" (RIESCA), financiado por la Agencia Italiana de Cooperación para el Desarrollo y coordinado por la Universidad de Palermo de Italia, a quienes se agradece el apoyo brindado.

8. Referencias

- Cepeda JM (2009) Characterisation and risk management of rainfall-induced landslides. Thesis presented for the degree of Philosophiae Doctor (Ph.D.). University of Oslo.
- Friedman JH (1991) Multivariate Adaptive Regression Splines. The Annals of Statistics, 19 (1), 1-67.
- Guzzetti F, Reichenbach P, Ardizzone F, Cardinali M, Galli M (2006) Estimating the quality of landslide susceptibility models. Geomorphology, 81 (1-2), Article 1-2. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.04.007>
- Guzzetti F, Reichenbach P, Cardinali M, Galli M, Ardizzone F (2005) Probabilistic landslide hazard assessment at the basin scale. Geomorphology, 72 (1-4), Article 1-4. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.06.002>
- Hosmer DW, Lemeshow S (2000) Applied Logistic Regression. Wiley. <https://doi.org/10.1002/0471722146>
- Milborrow S. (2011) Derived from mda:mars by T. Hastie and R. Tibshirani. earth: Multivariate Adaptive Regression Splines. R package.
- R Core Team (2019) R: A Language and Environment for Statistical Computing. R Foundation for Statistical Computing. <https://www.R-project.org/>
- Reichenbach P, Rossi M, Malamud BD, Mihir M, Guzzetti F (2018) A review of statistically-based landslide susceptibility models. Earth-Science Reviews, 180: 60-91. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.03.001>
- Rotigliano E, Martinello C, Agnesi V, Conoscenti C (2018). Evaluation of debris flow susceptibility in El Salvador (CA): A comparison between Multivariate Adaptive Regression Splines (MARS) and Binary Logistic Regression (BLR). Hungarian Geographical Bulletin, 67 (4), Article 4. <https://doi.org/10.15201/hungeobull.67.4.5>
- Rotigliano E, Martinello C, Hernández M A, Agnesi V, Conoscenti C (2019) Predicting the landslides triggered by the 2009 96E/Ida tropical storms in the Ilopango caldera area (El Salvador, CA): Optimizing MARS-based model building and validation strategies. Environmental Earth Sciences, 78 (6), Article 6. <https://doi.org/10.1007/s12665-019-8214-3>

Inventario de desprendimientos rocosos en las Islas Canarias (España): identificación, caracterización y análisis de eventos

Roberto Sarro^a (ORCID: 0000-0002-2083-1931), Inmaculada Garcia-Moreno^a (ORCID: 0000-0003-4192-2194)
 Juan Carlos García-Davalillo^a (ORCID: 0000-0002-0516-1626), Isabel Montoya-Montes^b
 (ORCID: 0000-0001-5401-3841), Rosa María Mateos^c (ORCID: 0000-0002-3905-0692).

a. Departamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, IGME-CSIC, C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003, España

b. Instituto de Oceanografía y Cambio Global (IOCG), Universidad de Las Palmas de Gran Canaria, Campus de Tafira, 35017 Las Palmas, España

c. Departamento de Riesgos Geológicos y Cambio Climático, IGME-CSIC, Urb. Alcázar del Genil. Edificio Zulema, bajos, 18010 Granada, España

Correo de contacto: r.sarro@igme.es

Palabras claves: desprendimientos rocosos, emergencias, inventario, Islas Canarias

Resumen

Los desprendimientos rocosos constituyen uno de los procesos geológicos más recurrentes en las Islas Canarias (España), generando un gran impacto socioeconómico en la región. Estos desprendimientos están condicionados principalmente por las particularidades de su geología y geomorfología, producto de su histórica actividad volcánica. Además, en el archipiélago confluyen varios factores potencialmente desencadenantes de los desprendimientos, como los de origen meteorológico, asociados a precipitaciones intensas o variaciones bruscas de la temperatura, la actividad sísmica asociada al volcanismo e incluso incendios forestales. Ante este escenario, es esencial llevar a cabo estudios que proporcionen información espacio-temporal sobre este tipo de peligros, y que sirvan de apoyo a los actores encargados de la gestión del riesgo, centrándose en el desarrollo de herramientas y metodologías para inventariar y caracterizar los desprendimientos rocosos.

Este trabajo presenta el inventario de desprendimientos rocosos en las Islas Canarias (España) como una herramienta esencial para políticas de mitigación y prevención de sus efectos. Es de vital importancia contar con una buena base de datos de partida para mejorar la calidad y validez de los estudios a realizar. La fiabilidad de los análisis de susceptibilidad, peligrosidad y riesgo se relaciona directamente con el número de eventos registrados en la base de datos, así como con la calidad de la información disponible sobre ellos, que incluye características geológicas, topográficas, climáticas, desencadenantes, daños, afecciones, etc. Disponer de un inventario sólido de desprendimientos rocosos representa la primera y más importante herramienta para comprender mejor estos procesos, facilitando así la toma de decisiones para los responsables encargados de su gestión.

1. Introducción

La naturaleza de los materiales volcánicos que conforman las laderas de las Islas Canarias (Sarro et al. 2020), junto con el avance de los procesos erosivos, las actividades antrópicas y la influencia de factores desencadenantes, como las precipitaciones (Melillo et al. 2020), la actividad sísmica, los vientos fuertes (Temiño et al. 2013) y los incendios forestales (Sarro et al. 2021) contribuyen a la frecuente ocurrencia de desprendimientos de roca.

A pesar de representar una amenaza significativa, los planes de Protección Civil autonómicos en las Islas Canarias no han abordado de manera específica el riesgo de desprendimientos rocosos. Por tanto, resulta fundamental realizar estudios que brinden una comprensión detallada de la peligrosidad asociada a estos eventos. Esta información servirá de apoyo para la elaboración y actualización de los planes de gestión

y mitigación de riesgos a nivel autonómico, insular y municipal.

Además, el posible impacto económico y social de los desprendimientos rocosos en Canarias aún no está suficientemente considerado frente a otros riesgos como el volcánico o sísmico. Sin embargo, ciertos indicadores, como el número de muertes causadas por estos eventos, pueden ofrecer una visión más precisa del impacto real de estos procesos.

En respuesta a esta necesidad, el Instituto Geológico y Minero de España (IGME-CSIC), en colaboración con las autoridades del archipiélago, ha desarrollado y propuesto varios trabajos y proyectos de investigación para abordar el análisis de la peligrosidad inherente a los desprendimientos rocosos en el contexto de la gestión de emergencias en las Islas Canarias. Un claro ejemplo es este estudio, focalizado en analizar el potencial del inventario de desprendimientos rocosos desa-

rollado por el IGME-CSIC en las Islas Canarias como herramienta para la gestión de estos riesgos naturales. El objetivo principal es mejorar la caracterización de los desprendimientos rocosos, para posteriormente generar otros productos como modelizaciones o cartografía de susceptibilidad, que proporcionen a las instituciones responsables de la gestión de emergencias, una serie de productos validados y calibrados que les sean de gran utilidad para la toma de decisiones.

2. Zona de estudio

El archipiélago Canario está ubicado en el Océano Atlántico, dentro de la placa africana, y está formado por siete islas principales resultado de una larga historia magmática que comenzó hace 70 millones de años y continúa hasta el día de hoy, con la reciente erupción volcánica en La Palma en el año 2021.

Los macizos de materiales volcánicos se caracterizan por una elevada heterogeneidad estructural y litológica (con alternancia de materiales de muy diferentes propiedades) y una intensa fracturación que se manifiesta en numerosas discontinuidades (González de Vallejo et al. 2020)

Todas las islas, excepto Lanzarote y Fuerteventura, presentan una configuración montañosa donde predominan escarpes rocosos y profundos barrancos. La morfología más extendida del litoral son los acantilados de varias decenas de metros de altura y casi verticales que, en muchas ocasiones, superan los 200 m de altura.

El clima en las islas se caracteriza por la presencia de lluvias concentradas en los meses de otoño e invierno. Las temperaturas por lo general son suaves y constantes a lo largo del año, siendo la temperatura media anual de 23° C. Los vientos alisios soplan desde el noreste hacia el suroeste con una velocidad media de 20 km/h. La dirección del viento, unido al efecto escudo de las montañas, hace que la parte meridional de las islas sea menos ventosa que la septentrional.

3. Metodología

El IGME-CSIC ha desarrollado un inventario de movimientos de ladera (BDMOVES) en el que se incluye la localización espacial de los procesos, las características físicas de los mismos y la información disponible sobre la fecha de ocurrencia, sus posibles causas, así como los daños o pérdidas que ocasionan. La metodología seguida para elaborar este inventario consiste en las siguientes etapas:

1. *Recopilación de información.* Recopilación de datos a través de las diversas fuentes: prensa, servicios insulares (Cabildos, Centros de Coordinación Operativa Insular, Emergencias y Servicios de Carreteras), proyectos de investigación, Observatorio Ciudadano de desprendimientos en Canarias (Galindo et al. 2023), inventario de campo, otras fuentes de datos como redes sociales.
2. *Selección de registros e información.* Se descartan sucesos relacionados con el chineo (desprendimientos de volumen pequeño < 0,01 m³) típico de los taludes de carreteras, caída de muros, etc.
3. *Extracción de datos.* La base de datos contiene varios campos para recoger la información del suceso siendo los si-

guientes datos los de mayor relevancia: (i) Localización del evento: la ubicación exacta del movimiento no siempre es fácil de conseguir, ya que, no se puede identificar correctamente el área fuente del desprendimiento o únicamente se puede identificar el tramo afectado, sin precisión. Para esta tarea, nos apoyamos en visores como Street View de Google Earth, así como de ortofotos disponibles de la zona; (ii) fecha de ocurrencia del evento: dato fundamental para conocer las causas (lluvias intensas, fuertes vientos, terremotos, etc.); (iii) documentos visuales y bibliográficos: dejan constancia de la fuente de la información y datos sobre el evento producido. Es conveniente buscar fotos que abarquen el desprendimiento en su totalidad: el área fuente, la localización del depósito, la trayectoria de los bloques, su fragmentación e impactos, los daños ocasionados, etc.; (iv) daños ocasionados por el desprendimiento: en viviendas, bienes, así como en infraestructuras. Es muy importante señalar si ha habido heridos o víctimas mortales. (v) Morfometría: parámetros morfométricos del movimiento en general, la masa movida y de la superficie de rotura para cualificar y cuantificar la geometría del movimiento del terreno. Esta información es difícil de obtener y la mayoría de los eventos no disponen de estos datos.

4. *Carga de datos en la base de datos normalizada BDMOVES.* Por último, se da de alta cada episodio de desprendimiento de forma normalizada según normativa INSPIRE en la base de datos BDMOVES del IGME-CSIC, disponible para la consulta pública en el siguiente enlace <https://info.igme.es/BDMoves/>.

4. Resultados

Una vez se dispone del inventario con un número suficiente de registros, se ha explotado para analizar la distribución espacial y temporal de los desprendimientos, así como los factores desencadenantes y los impactos socio-económicos.

4.1. Análisis espacial del inventario de desprendimientos

La localización de los eventos muestra una marcada correlación entre la distribución de las diferentes litologías en las islas y la pendiente de las laderas donde se producen. Actualmente, BDMOVES presenta 1 070 registros de movimientos de ladera en las Islas Canarias desde 1879, siendo Gran Canaria y Tenerife las islas con mayor número de eventos registrados. Por el contrario, Lanzarote y Fuerteventura son las islas con menor número de registros. La base de datos incluye movimientos de diversas tipologías, siendo los desprendimientos rocosos lo más frecuente (89% del total de los registros). Debido al bajo número de registros en Fuerteventura y Lanzarote, estas islas no fueron consideradas en el análisis.

De los 75 municipios que conforman las Islas Canarias, todos presentan algún registro de desprendimiento rocoso, excepto cinco municipios en Tenerife. Los desprendimientos se concentran principalmente en materiales volcánicos más competentes, como coladas de lava y diques intrusivos, que generan relieves abruptos y de pendiente pronunciada. Estos materiales suelen estar muy fracturados, formando colum-

nas hexagonales en numerosas coladas. A esto se une que los grandes deslizamientos históricos generados por el colapso de las calderas volcánicas dejan grandes escarpes que constituyen áreas fuentes preferenciales de desprendimientos.

4.2. Desencadenantes de los desprendimientos

La frecuencia de los movimientos de ladera se relaciona con factores desencadenantes que activan el proceso de inestabilidad. En ocasiones, estos factores no se identifican, lo que dificulta establecer una relación causa-efecto. En las Islas Canarias, predominan los factores desencadenantes ligados a la meteorología y a la sismicidad inducida durante las erupciones volcánicas.

En el archipiélago canario, los episodios de lluvias intensas son el factor desencadenante más común de los desprendimientos rocosos. No solo favorecen la meteorización de los estratos más blandos, sino que también saturan las discontinuidades del macizo rocoso. El trabajo realizado por Melillo et al. (2020) establece un umbral de precipitaciones diarias de 16 mm en Tenerife y Gran Canaria, a partir del cual la probabilidad de ocurrencia de desprendimientos rocosos es mayor. Otros factores meteorológicos, como los fuertes vientos, también pueden desencadenar estos eventos.

Para comprobar la relación de factores meteorológicos con los desprendimientos rocosos inventariados, se han analizado los datos de las estaciones meteorológicas más cercanas a cada evento (dentro de un radio de 10 km). Estos datos in-

cluyen la precipitación en 24 horas (mm), la lluvia acumulada (mm) 10 días previos al evento, la velocidad máxima de las ráfagas de viento (km/h) y la temperatura (°C), todos estos datos registrados durante los 10 días previos a los desprendimientos. Así, se observa que los desprendimientos inventariados tienen lugar en todos los meses del año, con menor frecuencia en los meses de verano. La Palma, Tenerife y La Gomera presentan el mayor número de registros durante los meses de otoño, mientras que en El Hierro y Gran Canaria la mayor concentración de eventos se produce en los meses de invierno. Destaca un gran número de registros en todas las islas durante septiembre de 2022, cuando tuvo lugar la tormenta tropical Hermine. La borrasca Óscar, en junio de 2023, también provocó varios desprendimientos en Tenerife. Es importante señalar que, en La Palma y El Hierro, las islas más jóvenes y con actividad volcánica reciente, el porcentaje de desprendimientos relacionados con una precipitación máxima diaria superior al umbral de 16 mm es inferior al del resto de las islas.

En cuanto al viento, aunque algunos eventos coincidieron con velocidades de ráfagas máximas de viento de 20-30 km/h, en la mayoría de las islas este valor supera los 30 km/h. El número de desprendimientos ocurridos con valores de ráfagas máximas de viento superiores a 70 km/h es mayor, superando el umbral designado por la Agencia Estatal de Meteorología (AEMET) para alerta amarilla.

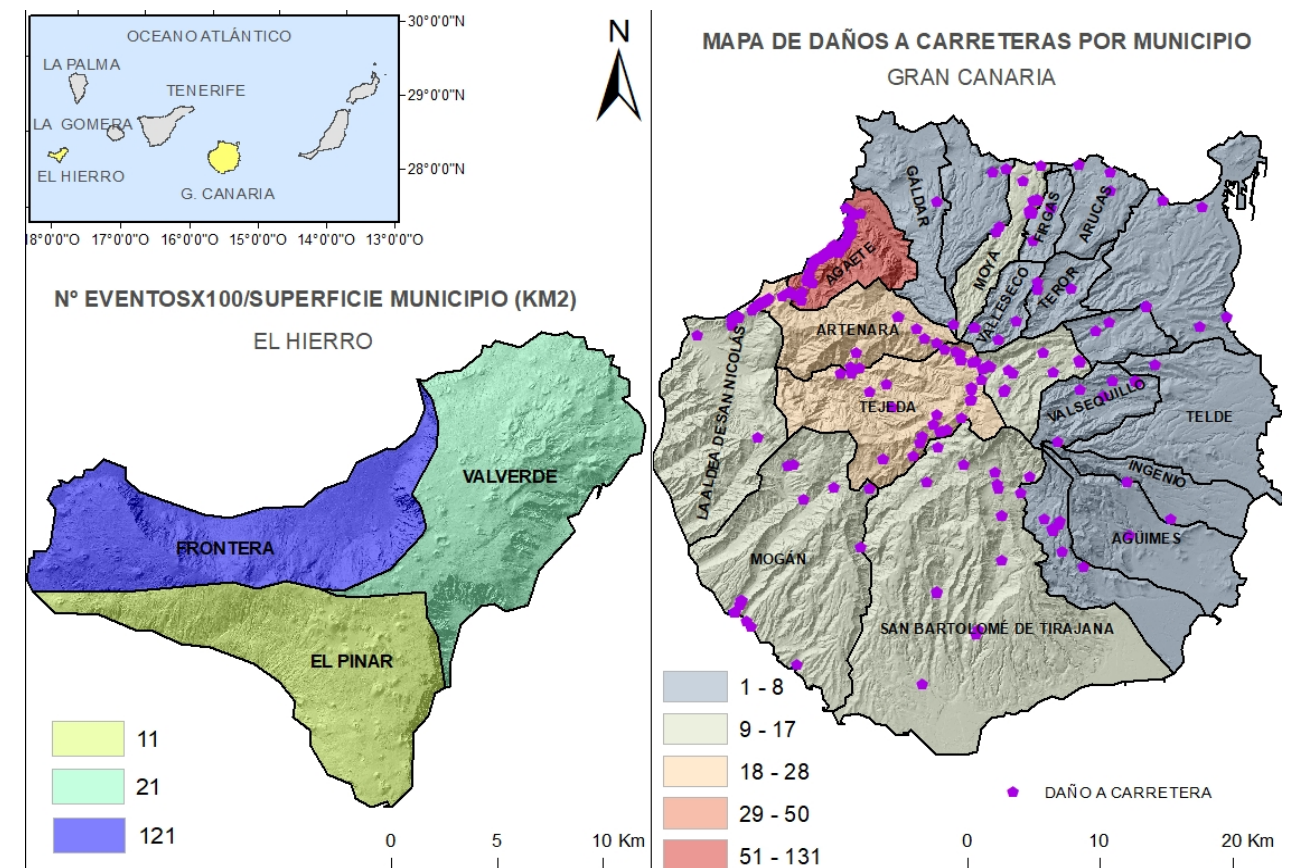


Figura 1. Mapa de eventos ocurridos en la isla de El Hierro (izquierda), y mapa de daños en producidos en carreteras en la isla de Gran Canaria (derecha).

En relación con los desencadenantes sísmicos, el IGME-CSIC elaboró un informe sobre la relación entre la sismicidad y los desprendimientos de rocas ocurridos en la isla de El Hierro durante la crisis sismo-volcánica. En dicho informe se pudo constatar que algunos sismos de magnitud superior a 4,4 M_w actuaban como desencadenantes de desprendimientos. En BDMOVES se registran desprendimientos en El Hierro y en La Palma que podrían estar relacionados con la actividad sísmica. En El Hierro se han confirmado cinco desprendimientos, mientras que, en La Palma, de los 18 desprendimientos inventariados durante la erupción volcánica de 2021, cuatro de ellos están vinculados con la sismicidad.

ISLA	MUERTOS	HERIDOS	EVACUADOS
LA PALMA	1	4	2
EL HIERRO			30
LA GOMERA	3	1	5
TENERIFE	7	11	60 + varios
G. CANARIA	3	16	16 + varios
TOTAL ARCHIPIÉLAGO	14	32	113 + varios

Tabla 1: Daños a personas producidos por desprendimientos rocosos

4.3. Consecuencias de los desprendimientos

Los desprendimientos, a pesar de movilizar menos material que otros tipos de movimientos de ladera, ocasionan impactos y daños personales significativos debido a su rapidez.

A pesar de las mejoras en las medidas de prevención y mitigación, los daños por movimientos de ladera están en aumento en el archipiélago, principalmente debido a una mayor exposición por el crecimiento de la población y las infraestructuras. En BDMOVES se han inventariado 905 registros con daños y afecciones (fig. 1), distribuidos principalmente en carreteras (80 %), seguidos de edificaciones (2 %), personas (4 %), vehículos (4 %) y otros daños (10 %).

En las Islas Canarias, destacan los daños a personas (tabla 1), con un total de 14 víctimas mortales y 32 heridos desde 1996 (fecha del primer registro con datos de afección a personas). Tenerife es la isla con mayor número de víctimas mortales (7), seguida por Gran Canaria y La Gomera, con tres víctimas cada una. En cuanto a los heridos registrados, Gran Canaria y Tenerife son las islas que presentan el mayor número de afectados, con 16 y 11 respectivamente. Entre los municipios con más víctimas mortales destacan Vallehermoso en La Gomera y Adeje en Tenerife, con tres víctimas cada uno.

5. Discusión y conclusiones

De los 1 070 movimientos de ladera registrados en BDMOVES, el 89 % son desprendimientos de rocas y afectan principalmente a los materiales de naturaleza volcánica más competentes, como las coladas lávicas y los diques intrusivos. La caracterización morfológica de los movimientos y los datos sobre pérdidas económicas o costes de reparación es escasa. Esta información es necesaria para conocer la magnitud de

los procesos y el impacto económico real que los desprendimientos rocosos tienen en el archipiélago canario. Los términos municipales con mayor número de eventos por km^2 son Breña Alta y Tazacorte en la Palma, Frontera en El Hierro, Valle Gran Rey en la Gomera, San Juan de la Rambla, La Laguna y Puerto de la Cruz en Tenerife y Agaete en Gran Canaria.

La mayoría de los eventos ocurren cuando se supera el umbral de precipitación de 16 mm de precipitación máxima diaria (Melillo et al. 2020). Aunque cabe destacar que, en La Palma y El Hierro, el porcentaje de desprendimientos es inferior que en el resto de las islas. Esto puede indicar otros posibles desencadenantes, como la sismicidad. Además, hay que considerar que la desviación pudiera deberse a que el umbral está estimado para las islas de Gran Canaria y Tenerife.

En BDMOVES se han inventariado 905 registros con daños y afecciones. Además de los daños ocasionados en infraestructuras viales, destacan 14 víctimas mortales y 32 heridos, lo que supone un número considerable respecto a otro tipo de movimientos. Entre 1995 y 2005, las seis muertes causadas por desprendimientos en Canarias representaron el 11,5 % del total de muertes por riesgos naturales en el archipiélago, en comparación con el 3,4 % en el resto de España.

6. References

- Galindo I, Montoya-Montes I, García López-Davalillo JC, Sarro R, Llorente M, Sánchez N, Santamarta JC, Cruz-Pérez N, Ortega A, Mateos RM (2023) Identification and Management of Indirect Volcanic Risks: Citizens' Rockfall Observatory on the Island of El Hierro. En P. J. González (Ed.), El Hierro Island (pp. 243-255). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-031-35135-8_12
- González de Vallejo LI, Hernández-Gutiérrez LE, Miranda A, Ferrer M (2020) Rockfall Hazard Assessment in Volcanic Regions Based on ISVS and IRVS Geomechanical Indices. *Geosciences*, 10(6), Article 6. <https://doi.org/10.3390/geosciences10060220>
- Melillo M, Gariano SL, Peruccacci S, Sarro R, Mateos RM, Brunetti MT (2020) Rainfall and rockfalls in the Canary Islands: Assessing a seasonal link. *Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions*, 1-26. <https://doi.org/10.5194/nhess-2020-111>
- Sarro R, Mateos RM, Reichenbach P, Aguilera H, Riquelme A, Hernández-Gutiérrez LE, Martín A, Barra A, Solari L, Monserrat O, Alvioli M, Fernández-Merodo JA, López-Vinielles J, Herrera G (2020) Geotechnics for rockfall assessment in the volcanic island of Gran Canaria (Canary Islands, Spain). *Journal of Maps*, 16 (2), 605-613. <https://doi.org/10.1080/17445647.2020.1806125>
- Sarro R, Pérez-Rey I, Tomás R, Alejano LR, Hernández-Gutiérrez LE, Mateos RM (2021) Effects of Wildfire on Rockfall Occurrence: A Review through Actual Cases in Spain. *Applied Sciences*, 11 (6), Article 6. <https://doi.org/10.3390/app11062545>
- Temíño JY, Rodríguez-Peces MJ, Marchesini S, Leyva S, Díaz-Hernández J L (2013) Amplification of the Destructive Effects of Rock Falls by Sliding on Volcanic Soils: Examples from the Anaga Massif (Tenerife Island, Spain). En C. Margottini, P. Canuti, & K. Sassa (Eds.), *Landslide Science and Practice: Volume 1: Landslide Inventory and Susceptibility and Hazard Zoning* (pp. 191-195). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-642-31325-7_25

El Plan de mitigación del riesgo de caída de rocas en el Macizo de Montserrat, Catalunya, España

Marc Janeras (ORCID: 0000-0002-2034-3292), Pere Buxó (ORCID: 0009-0009-5131-2972),
Joan Palau (ORCID: 0000-0003-4175-5859)

Institut Cartogràfic y Geològic de Catalunya (ICGC), Parc de Montjuïc. E-08038, Barcelona, España www.icgc.cat

Correo de contacto: Pere.Buxo@icgc.cat

Palabras claves: caída de rocas, plan de mitigación del riesgo, auscultación, avisos tempranos

Resumen

El Monasterio de Santa María de Montserrat, ubicado en el Parque Natural de la montaña de Montserrat a 50 km al noroeste de Barcelona, enfrenta un desafío de desprendimientos de roca debido a su ubicación entre acantilados rocosos de más de 200 m de altitud. Las caídas de rocas acontecidas en 2007 y 2008, que afectaron la accesibilidad al recinto del monasterio motivaron la implementación del Plan de Mitigación del Riesgo Geológico de Montserrat (PMRGM). Este plan se centra en mejorar la seguridad mediante acciones preventivas, actuaciones de mitigación y la gestión de emergencias, vinculándose con los planes de respuesta de protección civil (PEMONT). El plan incluye obras de protección como pantallas dinámicas y consolidación de masas rocosas, con un enfoque orientado a la mejora continuada de la seguridad basada en el conocimiento del riesgo y la adaptación a las condiciones cambiantes del entorno montañoso.

1. Introducción y presentación del plan

1.1. Antecedentes

El Monasterio de Santa María de Montserrat es una abadía benedictina situada en el Parque Natural de la montaña de Montserrat. Se encuentra a unos 50 km al noroeste de Barcelona a una altura de 720 metros sobre el nivel del mar. Para acceder a la abadía, hay diferentes medios de transporte: Por carretera, se puede llegar por la BP-1121 desde la localidad de Monistrol de Montserrat, o por la BP-1103 desde El Bruc rodeando el parque natural de Montserrat por la ladera norte. También existe una línea de tren de cremallera que parte de la población de Monistrol de Montserrat, así como un teleférico. El número de visitantes anuales de Montserrat alcanzó en el 2019 los 2,4 millones para la zona del monasterio y 0,8 millones para el resto del Parque Natural. El acceso de los visitantes se realiza aproximadamente en un 60 % por carretera, un 30 % mediante ferrocarril, y un 10 % por el teleférico.

El relieve de la montaña, con un desnivel total cercano a los 1 000 metros, presenta laderas escalonadas con acantilados de hasta 250 metros de altura formados por conglomerados masivos con cemento carbonático con niveles de areniscas y limolitas propensos a los desprendimientos de rocas. En las últimas décadas, ocurrieron varios eventos importantes de desprendimientos, afortunadamente sin víctimas, que afectaron los accesos e instalaciones del monasterio. Por ejemplo, en 2007 y 2008, se produjeron desprendimientos en el muro de roca de Degotalls sobre el aparcamiento y ferrocarril, con un volumen de aproximadamente 300 y 900 m^3 . En 2010, un bloque de 4 m^3 cayó sobre un edificio del Hotel Cisneros.

Los episodios descritos y la toma de conciencia del riesgo creciente motivaron la implementación de un plan de mitigación del riesgo de caída de rocas para el conjunto de infraestructuras de todo el macizo, con el fin de mejorar la seguridad de las personas (residentes, personal de servicio y visitantes) y de los edificios. El plan se denominó Plan para la Mitigación del Riesgo Geológico en Montserrat (PMRGM). El principio que rige este plan es la mejora progresiva de la seguridad, y se materializa en un conjunto de acciones preventivas del riesgo (Buxó et al. 2017). Contempla tres tipos de acciones: 1) el conocimiento del riesgo 2) las actuaciones de mitigación, y 3) la gestión de las emergencias. En este último punto, el PMRGM se enlaza con la planificación de respuesta a las emergencias vigente por parte de las autoridades de protección civil, mediante los Procedimientos de Respuesta por Emergencias en Montserrat (PEMONT) (Generalitat de Catalunya 2009). La mitigación del riesgo debía compatibilizar los valores de la seguridad frente a la caída de rocas y de la preservación del patrimonio natural y cultural.

1.2. La dinámica de la caída de rocas

Desde un punto de vista geológico el macizo está constituido por intercalaciones de potentes estratos de conglomerados y capas finas de areniscas y limolitas de edad Eocena. El conjunto está afectado por una intensa red de diaclasas verticales, predominando dos conjuntos que siguen la dirección NE-SW y NO-SE. La Red de diaclasas unida a la acción de la meteorización ha modelado un relieve en agujas rocosas muy característico de la montaña (fig. 1).



Figura 1. Ejemplo de las agujas y acantilados rocosos característicos del relieve del macizo de Montserrat. Izquierda: formación por la combinación de la red de diaclasado y la meteorización (fuente: Martínez-Rius 2006) (2) un conjunto de agujas de la región de Tebaida, situadas por encima del monasterio.

La configuración estratigráfica y tectónica de Montserrat genera tres mecanismos de desprendimientos (tabla 1, fig. 2). El primer mecanismo (mec1) incluye las roturas que se producen por las discontinuidades del macizo, las diaclasas y la estratificación. El segundo mecanismo (mec2) genera placas y lajas (en dimensiones de m a dm). El agente motor de la rotura en placas es la dilatación y contracción debida a los ciclos térmicos. Finalmente, el tercer mecanismo (mec3) es propio de la naturaleza heterogénea de los conglomerados. Se produce por la meteorización de la matriz.

Un foco de atención en el plan es analizar el mecanismo de generación de los desprendimientos de magnitud media y grande (mec1 y mec2). Esto incluye los factores que controlan la estabilidad de los bloques, efectos termo-mecánicos, el grado de meteorización, el agotamiento por ciclos de deformación y el efecto de las lluvias y las heladas como agentes desencadenantes. Comprender la preparación de los desprendimientos es la base sobre la cual pretender alguna forma de predicción en el futuro (Janeras 2023).

2. Conceptos que rigen el Plan

2.1. Planteamiento estratégico

Ante la constatación que el riesgo de sufrir daños por desprendimientos en Montserrat no puede ser eliminado com-

pletamente, fue necesario adoptar una estrategia de gestión con una acción continua de mejora de la seguridad. En este punto, conviene recordar que el riesgo geológico es el resultado de la exposición de elementos vulnerables a un peligro. El riesgo se expresa como la probabilidad de daño, que depende tanto del grado de peligrosidad como de la exposición del elemento vulnerable: $Riesgo = Peligrosidad \times Exposición \times Vulnerabilidad$. Centrándose específicamente en la mitigación del riesgo, se definen las acciones preventivas como aquellas que conducen a reducirlo. Esta reducción puede lograrse mediante una mejora en cualquiera de los factores de la ecuación. Las actuaciones óptimas deben responder a un equilibrio costo-beneficio en términos económicos y sociales, lo que debe conducir a soluciones racionales y sostenibles. La peligrosidad geológica en Montserrat resulta ser elevada, pero no excepcional respecto a tantas otras montañas vecinas. La singularidad en este caso deriva de la exposición que conlleva la enorme frecuentación de visitas, en particular al recinto del monasterio, y en cierta medida en el resto macizo. Y de ahí la paradoja, la morfología agreste de la montaña es un valor natural, un interés paisajístico de primer orden, a la vez que el origen de la peligrosidad. En consecuencia, el plan de mitigación debe responder al reto de compatibilizar los requerimientos de seguridad para las personas con la preservación del patrimonio natural.

Nombre	Mecanismos de desprendimiento	Tipología de bloques	Rango de Volumen habitual	Forma
mec1	Estabilidad controlada por las discontinuidades (diaclasas verticales con carstificación y estratificación horizontal con erosión diferencial)	Bloques monolíticos, desde pequeños hasta agujas de roca	1 m ³ – 1000 m ³	Prismática
mec2	Exfoliación superficial por efecto térmico por las condiciones ambientales	Lajas (delgadas) y placas (gruesas)	0,01 m ³ – 10 m ³	Planar
mec3	Meteorización física y química de la matriz del conglomerado	Guijarros y agregados de clastos	0,0001 m ³ – 0,01 m ³	Irregular

Tabla 1. Características de los diferentes mecanismos de desprendimiento establecidos en el macizo de Montserrat y tipología, volumen modal y forma de los bloques generados (modificado a partir de Palau et al. 2013).

En el esquema de la figura 3 mostramos las dos grandes bases sobre las que sustenta la gestión del riesgo. La gestión de la emergencia en el momento en que ocurre un desprendimiento se trata de una acción reactiva, pero basada en una preparación que permite optimizar la respuesta, y se enmarca en los planes de protección civil.

Al lado opuesto, alejado de la ocurrencia del fenómeno están las acciones de mitigación del riesgo. Incluyen las medidas preventivas que corrigen parcialmente los factores del riesgo, bien mediante protecciones que modulan la peligrosidad o bien mediante la regulación de usos de los espacios.

2.2. Planteamiento táctico

El PMRGM es un proyecto de largo recorrido que debido al alcance y la complejidad de los objetivos se dividió en tres fases correlativas en el tiempo:

Fase 1: Incluyó los reconocimientos geológicos, la realización de pruebas piloto y el análisis de las actuaciones de protección más prioritarias.

Fase 2: Se inició en 2017 y su duración dependerá del progreso de las inversiones. Corresponde al desarrollo de la estrategia con la ejecución de la mayor parte de las actuaciones de protección.

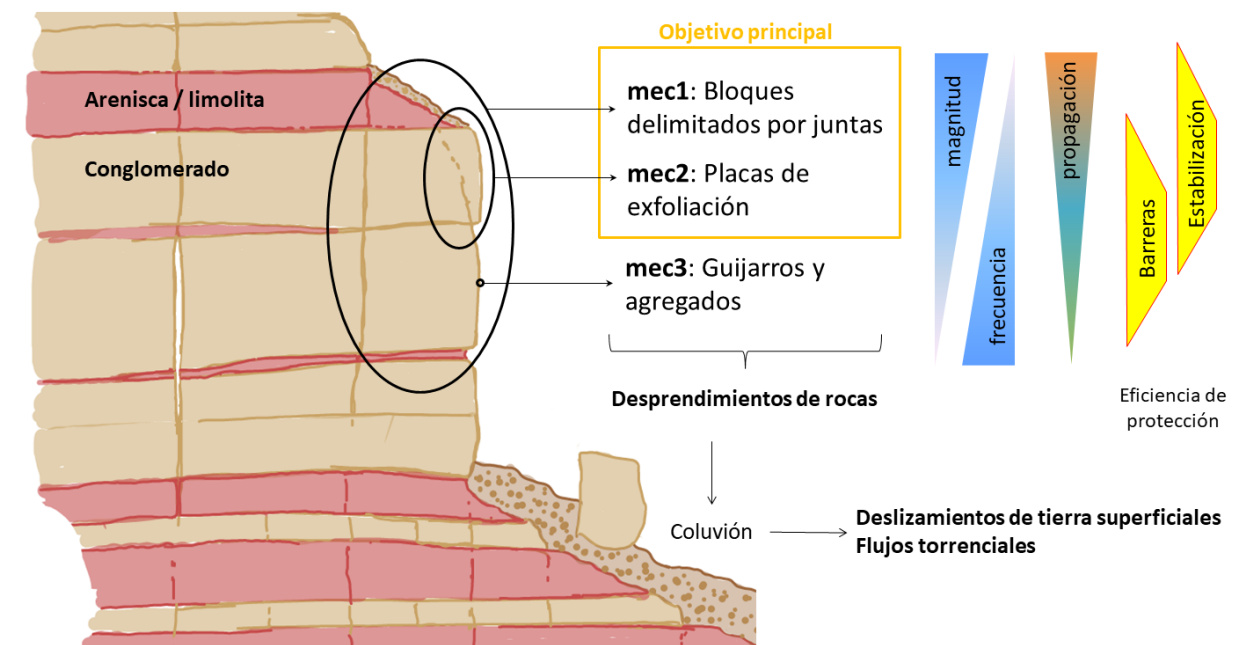


Figura 2. La configuración estratigráfica y la fracturación del macizo genera tres mecanismos de caída de rocas distintos. A partir de sus depósitos coluviales en la ladera se generan dos tipos más de movimientos de masa: deslizamientos superficiales y flujos (adaptado de Janeras 2023).

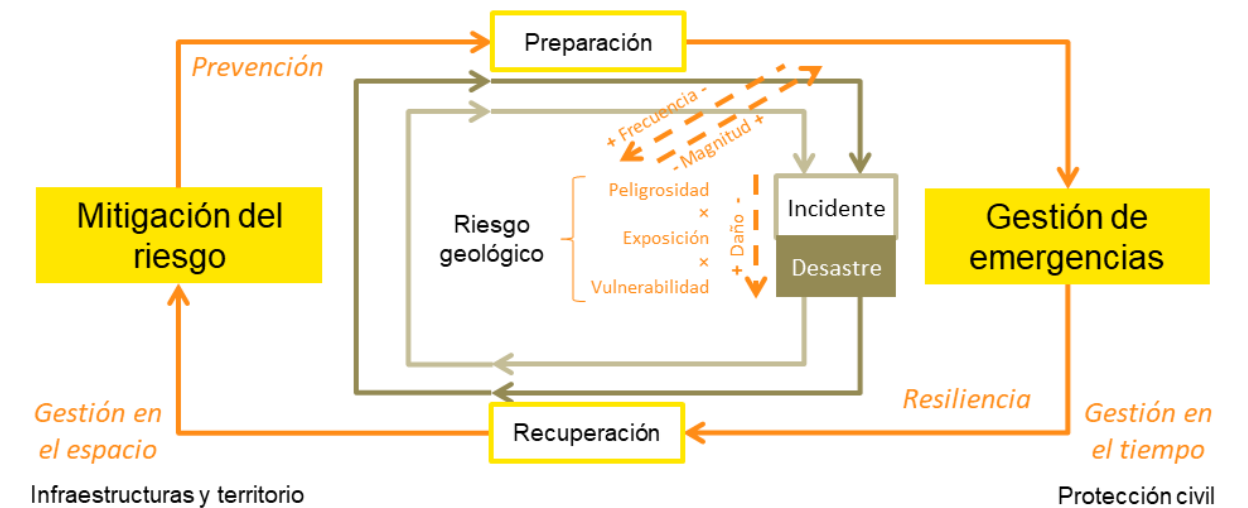


Figura 3. Esquema del carácter cíclico del riesgo geológico y sus componentes (la peligrosidad según la relación magnitud-frecuencia, y los factores de exposición y vulnerabilidad de los elementos sometidos a sus efectos). Esto permite distinguir las dos bases de la gestión del riesgo: la gestión de las emergencias por parte de protección civil y la mitigación del riesgo desde la gestión de las infraestructuras y el territorio (adaptado de Janeras 2023).

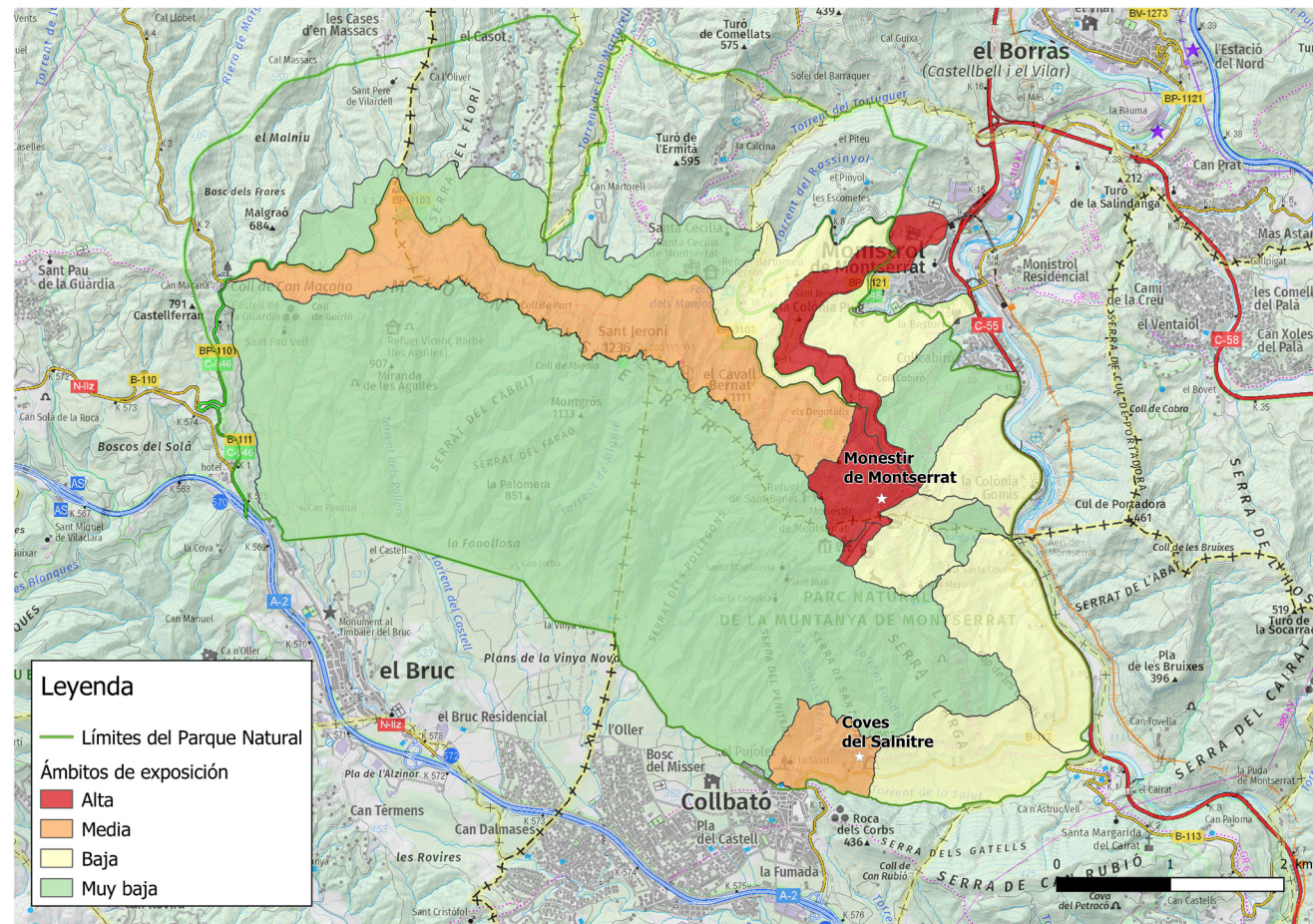


Figura 4. Ámbitos de priorización del seguimiento geológico en la Montaña de Montserrat.

Fase 3: Una vez estén implementadas las principales actuaciones de la estrategia de mitigación del riesgo se alcanzará esta fase de tiempo indefinido, en la cual predominaran las actuaciones de mantenimiento y conservación.

Los ámbitos físicos de actuación preferente se determinaron según el principio de actuar en aquellos lugares de mayor exposición, lo que es equivalente a mayor frecuentación y concentración de personas. Por lo tanto, la intensidad de la acción del PMRGM se aplica por ámbitos de exposición gradualmente decreciente desde el principal que es el recinto del santuario y *parquin* a equipamientos secundarios como las Cuevas del Salnitre y laderas que afectan a infraestructuras de acceso (ámbitos 1, 2, 3 y 4 de la figura 4). Hay que añadir que la gestión de los accesos por carretera y por ferrocarril queda cubierta por las entidades gestoras de los mismos: Direcció General d'Infraestructures de Mobilitat i Ferrocarrils de la Generalitat de Catalunya.

3. Desarrollo del Plan

3.1. Seguimiento geológico y auscultación del macizo

El seguimiento geológico y la auscultación constituyen la base para profundizar en el conocimiento del macizo y su peligrosidad. La figura 5 resume la integración de todos estos. El seguimiento geológico implica inspecciones periódicas del terreno y evaluaciones extraordinarias en caso de desprendi-

mientos. Durante las inspecciones se recopilan observaciones sobre el estado de la montaña y la actividad de desprendimientos. Además, se realizan reconocimientos aéreos, para apoyar estas labores de seguimiento. Toda esta información se registra en una base de datos que contiene el inventario de eventos. La labor de seguimiento se refuerza con la capacidad de detección que ofrece el monitoreo del macizo rocoso. Este monitoreo profundiza en el estudio de su comportamiento del macizo y su peligrosidad y, a medio plazo, tiene como objetivo desarrollar sistemas de aviso como forma complementaria de gestión del riesgo.

En primer lugar, el monitoreo de teledetección mediante campañas semestrales con escáner láser terrestre (TLS) permite cubrir de forma extensiva las paredes de mayor interés y detectar la actividad de caída de rocas, incluso de pequeña magnitud que pasaría desapercibida por no generar incidencias, pero que igualmente es muy explicativa de la variabilidad espaciotemporal de la peligrosidad. Esta información junto con las observaciones del seguimiento permite caracterizar la relación magnitud-frecuencia de los desprendimientos (Janeras et al. 2023) para el posterior análisis cuantitativo y zonificación de la peligrosidad. Además, el TLS permite detectar movimientos superiores a 1-2 cm en la superficie de las paredes, que pueden ser indicativos del progreso de la inestabilidad de un bloque de roca. A su vez, la interferometría de

radar terrestre (GbSAR) permite rebajar este umbral de detección casi un orden de magnitud, pero solo de grandes bloques, por su menor resolución espacial (Janeras et al. 2017).

3.2. Diseño, implementación y mantenimiento de las obras de protección

Según las necesidades detectadas durante el desarrollo del plan, se ejecutan las actuaciones de protección contra la caída de rocas. Sin el trabajo previo de conocimiento, no sería posible dimensionar adecuadamente estas obras ni optimizar los recursos para mejorar la seguridad de manera eficiente y sostenible. Las actuaciones de protección se planifican considerando las mejoras en seguridad a alcanzar y los presupuestos disponibles.

La protección óptima combina la intervención activa y pasiva. Las actuaciones activas son aquellas que mejoran el factor de seguridad al actuar sobre grandes bloques para evitar su

movilización e incluyen anclajes, redes de malla metálica y muros de contención de hormigón. Las protecciones pasivas tienen por misión detener los bloques desprendidos mediante barreras o pantallas dinámicas, y se utilizan para proteger contra un riesgo difuso.

Al completar las actuaciones pendientes de la fase 2, se iniciará la fase 3 del plan, donde el mantenimiento de las protecciones tomará su máxima relevancia para maximizar su vida útil. Existen varios factores o acciones que pueden deteriorar los sistemas de protección y acortar su ciclo de vida. Estos factores afectan tanto a las protecciones activas como a las pasivas. Por ejemplo, cuando se activa una barrera dinámica, que implica el uso de sistemas de disipación de energía, esta pierde parte de su eficacia. Lo mismo ocurre con las mallas de contención en taludes, que se van cargando a lo largo de los años. Además, la exposición a la intemperie puede deteriorar los materiales, principalmente por corrosión del acero, entre

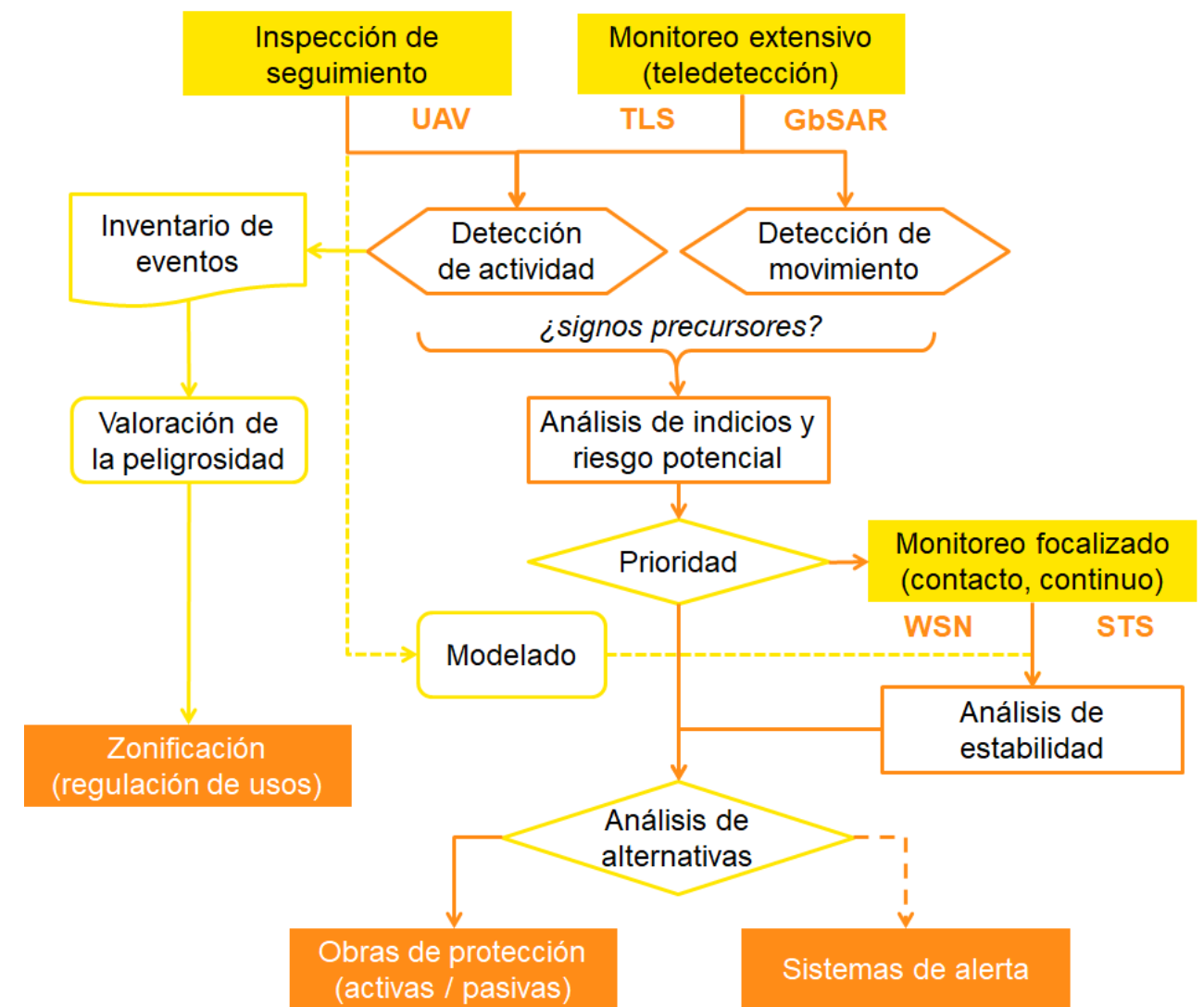


Figura 5. Esquema de la estrategia mixta de seguimiento y auscultación para la detección y priorización de intervención en masas rocosas potencialmente inestables. Técnicas de monitoreo: láser escáner terrestre (TLS), interferometría radar terrestre (GbSAR), redes de sensores inalámbricos (WSN) y estación total (STS). Los sistemas de alerta son opciones de futuro aún no operativas. Adaptado de Janeras (2023).

otros efectos. Un mantenimiento adecuado, derivado de inspecciones periódicas, prolongará la vida útil de las protecciones y maximizará la rentabilidad de las inversiones.

3.3. La comunicación de la amenaza y la concienciación

Los trabajos que se están llevando a cabo en este plan de actuación tienen un elevado interés científico-técnico debido a la singularidad de la problemática y al esfuerzo en la aplicación de nuevas técnicas y metodologías. Por esta razón, se fomenta la difusión y la transferencia de conocimiento con las universidades catalanas, así como el intercambio de experiencias con centros de investigación a nivel internacional. Pero no menos importante es la concienciación de la población local y de los visitantes, y muy especialmente, hacer partícipes de la filosofía del plan de mitigación del riesgo a todos los agentes implicados en algún aspecto de gestión del recinto del Monasterio y cualquier otro espacio del parque natural. En este sentido, se realizan actividades de divulgación para informar sobre las tareas en curso (fig. 6). En este contexto, cabe destacar la exploración de las posibilidades de la realidad extendida (XR) para la comunicación y el intercambio de información geoespacial en 3D en el campo de las geociencias (Janeras et al. 2022).



Figura 6. Jornada divulgativa del Plan de Mitigación del Riesgo Geológico de Montserrat del 12 de junio de 2023.

4. Conclusiones

Los altos valores de riesgo de caída de rocas de los alrededores del Monasterio de Santa María Montserrat se deben tanto, a los altos valores de peligro de caída de rocas como a la alta vulnerabilidad por la alta visitación que tiene el sitio. Para enfrentar esta situación se ha diseñado un plan de mitigación

que contempla aspectos estratégicos y aspecto tácticos con 3 fases de implementación. El mismo contiene varias tareas de monitoreo de equipamiento de alta tecnología que permite dar seguimiento al peligro en los taludes.

El plan en ejecución ha demostrado su efectividad en la mitigación de riesgo. Del mismo modo, se ha realizado múltiples acciones de comunicación para incrementar el nivel de conciencia sobre el peligro de este tipo de eventos en la zona.

Planes similares podrían implementarse en otras regiones considerando las particularidades de cada área respecto a tipo de deslizamientos que se producen y a la vulnerabilidad a la que está expuesta la infraestructura y la población.

5. Referencias

- Buxó, P, Janeras M, Domènech G, Pons J, Prat E, López F (2017) Development of a Rockfall Risk Mitigation Plan in the Montserrat Massif (Central Catalonia, Spain). In: M. Mikoš et al. (eds.), *Advancing Culture of Living with Landslides*. 4th World Landslide Forum, Ljubljana, May 2017. Springer International Publishing AG. DOI 10.1007/978-3-319-53485-5_78.
- Generalitat de Catalunya, Departament d'interior, Protecció Civil. (2009) PEMONT: Procedimientos de respuesta para emergencias en Montserrat. https://interior.gencat.cat/es/arees_dactuacio/proteccio_civil/plans-proteccio-civil/altres-procediments-gestio/pemont/
- Janeras M, Jara JA, Royán MJ, Vilaplana JM, Aguasca A, Fàbregas X, Gili JA, Buxó P (2017). Multi-technique approach to rockfall monitoring in the Montserrat massif (Catalonia, NE Spain). *Engineering Geology*, 219: 4-20. <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2016.12.010>
- Janeras M, Roca J, Gili JA, Pedraza O, Magnusson G, Núñez-Andrés MA, Franklin K (2022) Using Mixed Reality for the Visualization and Dissemination of Complex 3D Models in Geosciences – Application to the Montserrat Massif (Spain). *Geosciences* 2022, 12, pp. 370. <https://doi.org/10.3390/geosciences12100370>
- Janeras M, Lantada N, Núñez-Andrés MA, Hantz D, Pedraza O, Cornejo R, Guinau M, García-Sellés D, Blanco L, Gili JA, Palau J (2023) Rockfall Magnitude-Frequency Relationship Based on Multi-SourceData from Monitoring and Inventory. *Remote Sens.* 2023, 15, pp. 1981. <https://doi.org/10.3390/rs15081981>
- Janeras M (2023) Formació de despreniments rocosos a la Muntanya de Montserrat. Tesis doctoral Universitat Politècnica de Catalunya, UPC, octubre 2023, pp. 226. <http://hdl.handle.net/10803/691309>
- Martínez-Rius A (2006) Aproximació a la geologia de Montserrat. *Muntanya* 32–37.
- Palau J, Janeras M, Prat E, Pons J, Ripoll J, Martínez P, Comellas, J (2013) Preliminary Assessment of Rockfall Risk Mitigation in Access Infrastructures to Montserrat. In: *The second World Landslide Forum, Rome, October 2011. Volume: Landslide Science and Practice: Risk Assessment, Management and Mitigation*. C. Margottini et al. (eds.), *Landslide Science and Practice*, Vol. 6, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg. DOI 10.1007/978-3-642-31319-6_35.

Deslizamientos en el Distrito Central (Tegucigalpa y Comayagüela), Honduras

Josiela Sánchez

Instituto Hondureño de Geología y Minería (INHGEOMIN). Avenida La FAO, Blvd. Centroamérica, Tegucigalpa, Distrito Central, Honduras www.inhgeomin.gob.hn

Correo de contacto: jsanchez@inhgeomin.gob.hn

Palabras claves: deslizamientos, distrito central, vulnerables

Resumen

En el presente documento se ha considerado movimientos en masas que se han presentado en el municipio del Distrito Central (Tegucigalpa y Comayagüela), ya que es considerada una de las zonas con más deslizamientos en el país, donde se han presentado en ciertas ocasiones varios movimientos en masas en temporada de verano, pero en su mayoría se han presentado en temporada de lluvia. En los sitios que se han descrito en el mismo, se encuentra zonas de alta vulnerabilidad, con presencia de alta densidad de población y poca planificación urbanística. Tomando en cuenta que en estas áreas ya han ocurrido deslizamientos declarados previamente, se presenta una compilación de los principales movimientos de masas ocurridos en el Distrito Central en los últimos tiempos y los estudios con que se cuentan a nivel nacional acerca de dicha información.

1. Descripción del área de estudio

Tegucigalpa junto con Comayagüela constituyen la capital de Honduras, tomando con el tiempo únicamente el nombre de Tegucigalpa, su nombre proviene viene del vocablo náhuatl Taguzgalpa y significa “Cerro de Plata”. Ambas ciudades se encuentran ubicadas en el Distrito Central, en el interior del departamento de Francisco Morazán.

La ciudad se encuentra en un terreno de cadenas de montañas con una topografía muy irregular con pendientes empinadas, la mayoría del área se encuentra en un valle, situado a una altitud de aproximadamente 935 m s.n.m. (3 068 pies) aumentado hasta aproximadamente 1 463 m s.n.m. (4 800 pies).

El Distrito Central se localiza en Latitud 14°06' N y Longitud 87°13' W, (latitud de Bangkok o el África subsahariana), el cual se encuentra físicamente dividido por el río Choluteca o río Grande, que cruza el municipio de Sur a Norte, encontrándose Tegucigalpa en la margen derecha del río, mientras que en el Oeste de la ciudad se localiza Comayagüela.

2. Detalle de eventos geológicos en el Distrito Central

A nivel nacional según el documento “Desastres, Riesgo y Desarrollo en Honduras” son 10 las ciudades de Honduras que han presentado un mayor riesgo geológico, con base al número de eventos registrados (naturales y geológicos) en el periodo de 1976-2010, siendo los más recurrentes las inundaciones, tormentas, deslizamientos y aluviones (Tabla 1).

No.	Ciudad	Número de eventos	% ocurrencia a nivel nacional
1	Distrito Central	1617	14.80 %
2	San Pedro Sula	538	4.92 %
3	El Progreso	297	2.72 %
4	La Ceiba	288	2.64 %
5	Puerto Cortés	197	1.80 %
6	Danli	187	1.71 %
7	La Lima	169	1.55 %
8	Choloma	134	1.23 %
9	Tela	132	1.21 %
10	Tocoa	119	1.09 %

Tabla 1. Eventos de deslizamientos en Honduras.

2.1 Movimientos en masas

De acuerdo con la base de datos detallada en la Evaluación Probabilista de Riesgos en Centro América Honduras (Central America Probabilistic Risk Assessment, CAPRA), se registraron 36 movimientos de masas distintos en el periodo comprendido entre 1774 a 2009, y en promedio el número de deslizamientos por año es de 0,45 (fig. 1).

La información histórica existente sobre eventos de movimientos en masas en territorio hondureño es limitada. No obstante, de acuerdo con información de International

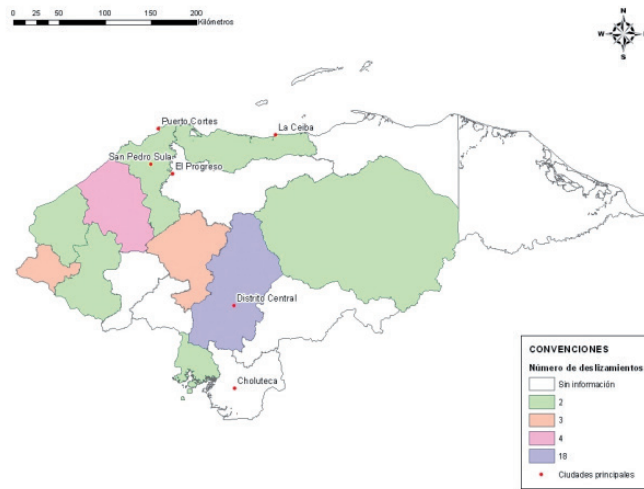


Figura 1. Deslizamientos por departamentos en Honduras.

Emergency Events Database (EM DAT) se tiene registro de eventos ocurridos en el siglo XX y cuatro ocurridos en los últimos años:

1. 20 de septiembre de 1973. Dejó un saldo de 2 800 personas fallecidas, sin datos de personas damnificadas ni de pérdida económica por daños materiales.
2. 25 de agosto de 1995. Se presentó la zona conocida como Flor del Campo, en Tegucigalpa. Producida por fuertes lluvias que provocaron la caída de grandes rocas y volúmenes de tierra considerables. Dejando un saldo de 30 viviendas destruidas y dos personas fallecidas.

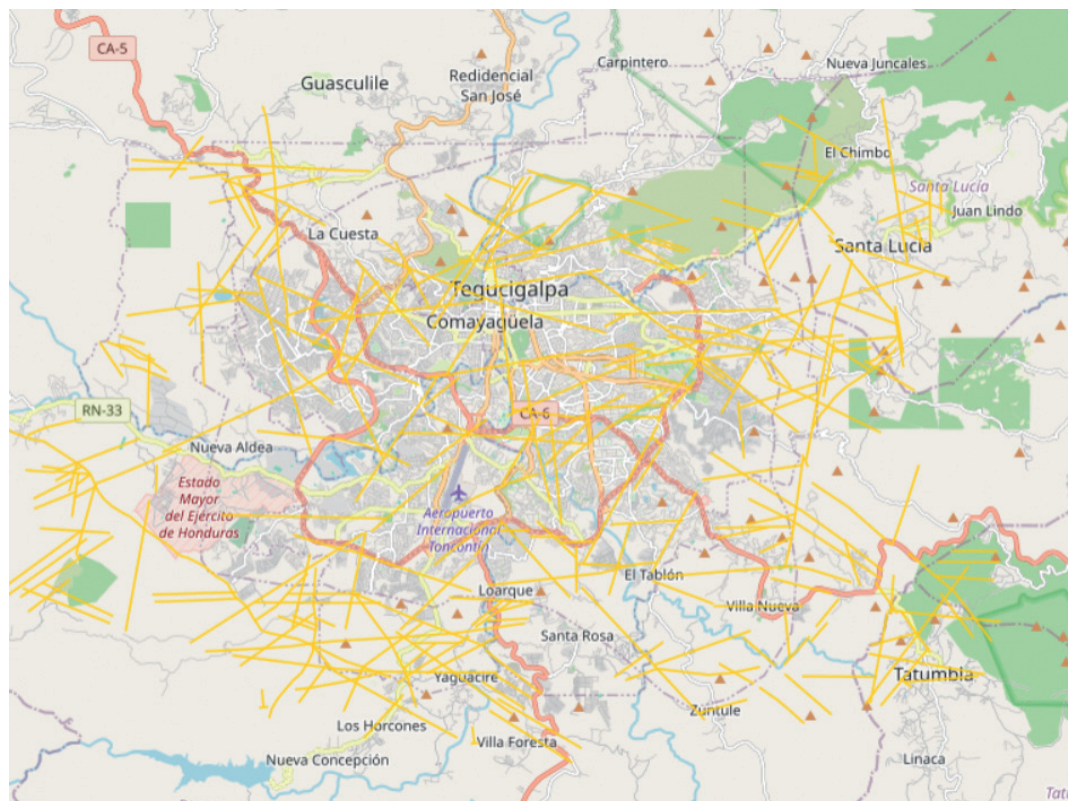


Figura 2. Fallas geológicas en el Distrito Central. Las líneas color naranja representan las fallas cortas. Fuente Portal de Mapas A.M.D.C, Honduras, <https://amdc.giscloud.com/>

3. Octubre de 1998. En la zona del Miramesi, en el Distrito Central, contiguo al río Choluteca. El Huracán Mitch, originó un movimiento de masas de escombros relativamente pequeño en depósitos de terraplén más antiguos. Destruyó varias viviendas por efecto del hundimiento a causa del socavado erosivo del río en el terraplén. Asimismo, se presentó un evento en el área conocida como El Berrinche, soterrando colonias situadas en sus laderas, destruyendo una porción del centro de la ciudad conocida como Colonia Soto y represó al río Choluteca, creando así una laguna de aguas residuales corriente arriba de la presa formada por el deslizamiento de tierra. También destruyó partes de las cercanas colonias Catorce de Febrero y El Porvenir. Un tercer evento de relevancia fue ocasionado por el río Guacerique al socavar y erosionar la pendiente. El cual destruyó más de 20 viviendas asentadas en la cima de las pronunciadas pendientes del margen del río.
4. 22 de junio de 2009. Se presentó entre Tegucigalpa y el departamento de Comayagua, debido a las fuertes lluvias que obedecieron a los efectos de la tormenta tropical "Andrés". Dejó un saldo de dos personas fallecidas y una persona desaparecida.

Específicamente en el Distrito Central, las áreas susceptibles a movimientos de masas se presentan en zonas que consisten en unidades masivas de felsitas, tobas brechadas y lahares, cuyos movimientos de terreno se encuentran controlados por sistemas de fallas y fracturas, asimismo por la precipitación pluvial que se presentan en ciertas épocas del año (fig. 2).

En las áreas donde se han presentado movimientos de masas significativos en Tegucigalpa, en su mayoría habitan personas en extremas condiciones de pobreza, localizados en los márgenes de los ríos y colinas adyacentes con pendientes pronunciadas, poca presencia forestal y en una topografía irregular. Es por tal motivo que dichas áreas se han tornado en zonas muy vulnerables, viéndose afectados los habitantes, sus viviendas y diversas obras civiles presentes en el área (calle, puentes, entre otros) (figs. 3.1 y 3.2).

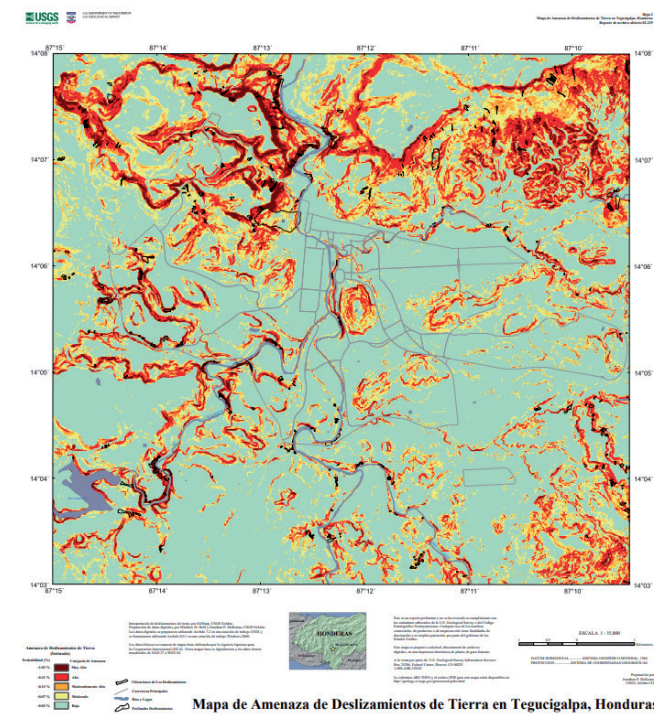


Figura 3.1. Mapa de Amenaza de Deslizamientos de Tierra en Tegucigalpa, Honduras (USGS, 2002).

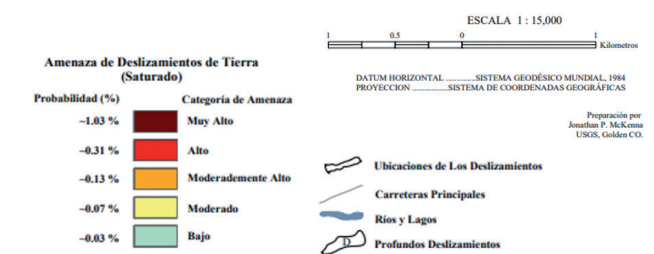


Figura 3.2. Detalle de la leyenda del Mapa de Amenaza de Deslizamientos de Tierra en Tegucigalpa, Honduras USGS. Interpretación de deslizamientos de tierra, por Ed Harp, USGS Golden. Preparación de datos digitales, por Matthew D. Held y Jonathan P. McKenna, USGS Golden. Datos digitales preparados en ArcInfo 7.2, estación de trabajo UNIX. Datos básicos tomados de mapas base elaborados por la Agencia Japonesa para la Cooperación Internacional (JICA). Mapas base se digitalizaron y los datos fueron transferidos de NAD 27 a WGS 84.

La ampliación de los procesos geológicos en zonas propensas a la rotura y a la inestabilidad del terreno en el Distrito Central se ve afectada a una incorrecta o poca planificación del

uso del suelo en los proyectos de obras civiles en las zonas urbanas y los asentamientos humanos, generando una alta concentración de población y alta vulnerabilidad en la ciudad, y sujeta a grandes desastres y riesgo de inundaciones por tormentas y huracanes.

En los últimos años a causa de las precipitaciones, Tegucigalpa se ha considerado uno de los lugares más afectados y de mayor riesgo del país, dando lugar a una mayor frecuencia de deslizamientos de tierra o movimientos en masas en la ciudad.

Los bordes de las estructuras circulares de los edificios volcánicos del plio-pleistocénicos y del sistema de caldera resurgente en el Distrito Central, se debe a los ajustes isostáticos desarrollados entre el levantamiento y procesos erosivos, dando como resultado una inestabilidad y deslizamientos en el área.

De acuerdo con el Compendio de Geodinámica Área del Distrito Central (Martínez 2011), se ha observado los siguientes tipos de deslizamientos en Tegucigalpa:

- a) Flancos de los pliegues de la Formación Valle de Ángeles del Cretácico Tardío, en los cortes a favor del buzamiento de los estratos.
- b) Sistemas de fallas tensionales de orientación preferencial NNE a NE expuestas en los materiales de la Formación Valle de Ángeles del Cretácico Tardío.
- c) Micro cuencas con relleno coluvio-aluvial de los sistemas de drenajes de tercer orden en los valles sinclinales de la Formación Valle de Ángeles del Cretácico Tardío.
- d) Materiales laháticos en los contactos discordantes de la Formación Valle de Ángeles del Cretácico Tardío y las volcánitas del Terciario Neógeno de la Formación Padre Miguel.
- e) Bordes escarpados de ignimbritas y felsitas de la Formación Padre Miguel del Terciario Neógeno.
- f) Microcuencas con relleno Cuaternario coluvio-aluvial de los sistemas de drenajes de tercer a cuarto orden en las laderas de las colinas aisladas (buttes) de las volcánitas Terciarias de la Formación Padre Miguel.
- g) Sistemas de fallas y fracturas de orientación preferencial NNE a NE en las volcánitas del Terciario Neógeno de la Formación Padre Miguel.
- h) Lutitas Cretácicas de la Formación Valle de Ángeles y las volcánitas del Terciario Neógeno de la Formación Padre Miguel interceptadas por sistemas de fallas acompañadas con una intensa alteración hidrotermal, argilización y caolinización principalmente.
- i) Edificios de los extintos volcanes cuaternarios emplazados en los bordes de la Caldera del Distrito Central, aquí propuesta.
- j) Intercepciones de sistemas de fallas activas a probablemente activas.
- k) Terrazas Cuaternarias coluvio aluviales en las riberas de los ríos y quebradas del patrón de drenaje del río Choluteca a su paso por el terreno del área del Distrito Central.

- l) Cárcavas y/o cauces de torrentes con pendientes de laderas mayores al 25 % propio del sistema de drenaje del área del Distrito Central y sus vecindades.

3. Casos relevantes de movimientos de masas

3.1. El Berrinche

En el año 1998 a nivel nacional se presentó una de las mayores pruebas de vulnerabilidad (huracán Mitch), siendo considerado en los últimos 200 años el peor desastre en Honduras, así como el más fuerte que ha sucedido.

En el caso del Distrito Central las lluvias intensas y prolongadas causaron más de 200 deslizamientos de tierra, localizándose en las zonas conocidas como El Berrinche y El Reparto, donde perdieron la vida más de 1 000 personas.

En el caso del deslizamiento de tierra en El Berrinche, el río Choloteca fue bloqueado debido al desplazamiento de terreno de la zona, causando graves inundaciones a lo largo de Tegucigalpa y Comayagüela (fig. 4).



Figura 4. Vista aérea del hundimiento/flujo de escombros El Reparto. "RB": bloque giratorio de un complejo de deslizamientos de tierra más antiguos.

3.2. Colonia Guillen y Nueva Santa Rosa

En el año 1998, durante el paso del Huracán Mitch, en el área conocida como Colonia El Reparto se presentó un hundimiento/flujo de escombros con un volumen de 400 000 m³, destruyendo numerosas viviendas de esa zona.

El movimiento de masas producido fue una porción reactivada de un complejo más grande de deslizamientos, la grieta frontal del mismo se encuentra ubicado en el borde de un gran bloque de giro descendente (fig. 5) perteneciente a un complejo de deslizamientos más antiguos, el cual corresponde a la inclinada pendiente que forma el horizonte (Harp et al. 2002).

En el área baja donde se presentó la grieta del deslizamiento de tierra se formó un pequeño estanque que era alimentado



Figura 5. Deslizamiento de tierra en El Berrinche. Flecha: dirección del desplazamiento de tierra; "T": punta del deslizamiento de tierra que represó al río Choloteca; "L": laguna represada por el deslizamiento de tierra; "DT": deformación de la punta; "SB": bloque superior del hundimiento.

por tuberías de agua y desagüe, mismas que fueron cortadas por el movimiento de tierra.

En el año 2022 se presentó nuevamente un deslizamiento significativo en dicha área, en el que la Agencia Japonesa de Cooperación Internacional (JICA) informó que en esta ocasión fue en la zona conocida como colonia Guillén, presentándose en una semana un deslizamiento entre 20 a 30 metros.

Además, en ese mismo año, se reportó también la afectación de la colonia Nueva Santa Rosa, donde varias viviendas empezaron a derrumbarse debido a los movimientos de la tierra. Siendo este un sector vecino de la Colonia Guillén y El Reparto, lugar donde se ha tenido la presencia de una falla geológica (fig. 6).

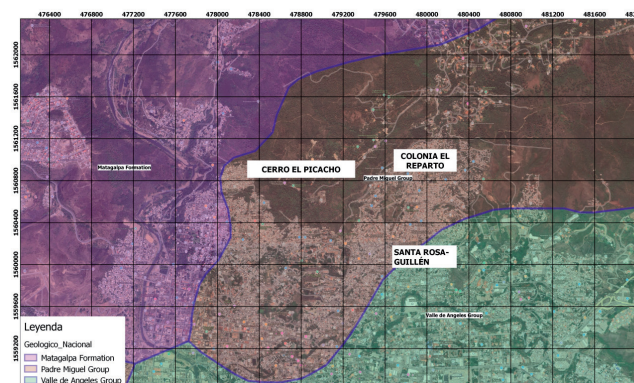


Figura 6. Formaciones geológicas en la zona. Color café: Grupo Padre Miguel, y color verde: Grupo Valle de Ángeles (El Reparto, Colonia Guillen y Nueva Santa Rosa)

Sumado a lo anterior las formaciones geológicas presentes en dicha zona se encuentra el Grupo Padre Miguel, conformado por tobas riolíticas, ignimbritas y tobas andesíticas, y la Formación Valle de Ángeles, unidad de estratos rojos del Cretácico Superior, compuesto por arcilla-lutitas rojizas, limolitas, areniscas y conglomerados, aunque la mayoría contiene cantidades importantes de arcilla que es altamente susceptible a deslizamientos en laderas (fig. 7).

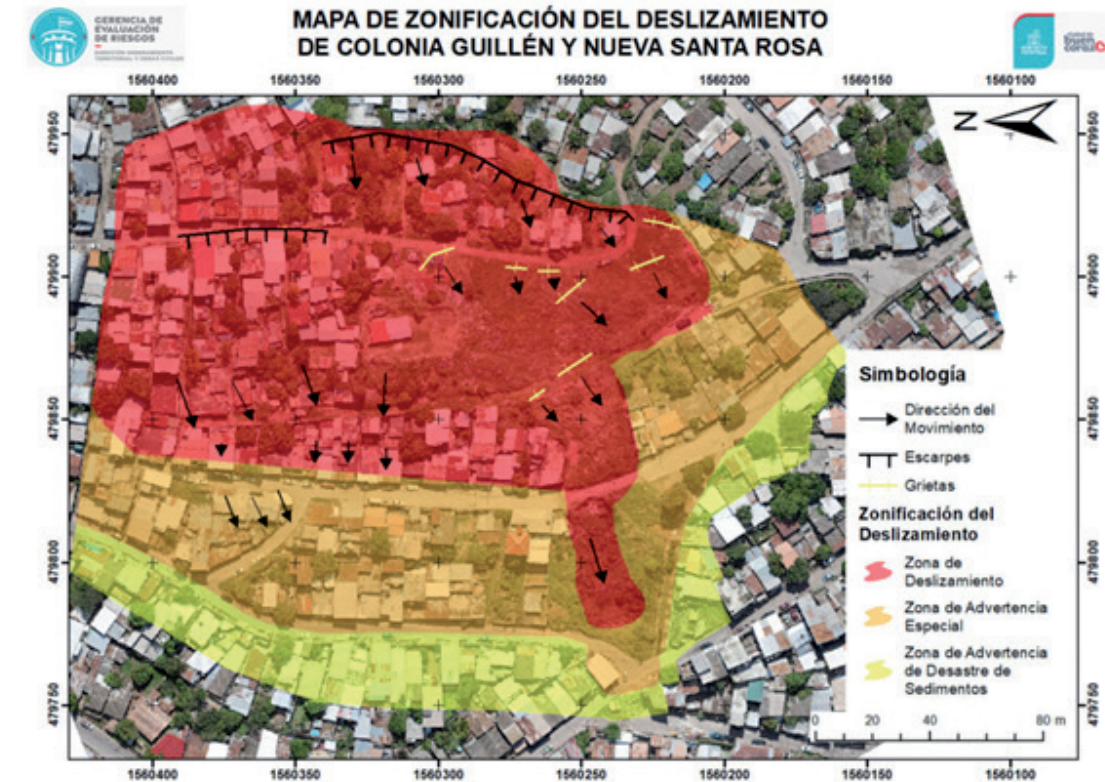


Figura 7. Mapa de zonificación de deslizamiento de Colonia Guillen y Nueva Santa Rosa. Gerencia de Evaluación de Riesgos. Alcaldía Municipal del Distrito Central

Lo anterior, ha generado riesgos geológicos a lo largo del contacto entre el Grupo Valle de Ángeles y el Grupo Padre Miguel, provocando movimientos en masas y erosión de los suelos, cuyo contacto es estratigráficamente disconforme estando una paleosuperficie de erosión antes de ser depositada en el Grupo Padre Miguel, por lo que la superficie de desgaste es inestable, haciendo que la planificación y construcción de urbanizaciones cerca de este contacto sea algo riesgoso y peligroso.

4. Estructura Geológica

El cuadrángulo de Tegucigalpa se divide a nivel de la geología estructural en dos aspectos:

- Deformación compresional del Grupo Valle de Ángeles
- Deformación de tensión que afectan a todas las formaciones.

Es de considerar que el Grupo Valle de Ángeles está conformado por la formación Villa Nueva (Kvv), formación río Chiquito (Kvc) y formación Matagalpa (Tm). Por lo que en la Formación Río Chiquito se observan pliegues que son más frecuentes y de poca amplitud, teniendo un rumbo más variable con respecto al estilo de plegamiento en la Formación Villa Nueva. Esta última presenta una compresión del N a S resultando en pliegues y fallas, que tienen un rumbo principalmente O y NO con una amplitud que varía desde 250 a 1 000 metros.

La diferencia entre los patrones de plegamientos de estas dos formaciones es debido a la distinta capacidad de las rocas, resultando por lo tanto en fallas, fracturas y pliegues más densas en la Formación río Chiquito.

En todas las rocas del Grupo Valle de Ángeles se encuentran fallas inversas y fallas normales con rumbo principalmente NW y NE que afectan los depósitos sedimentarios Cretácicos y volcánicos del Terciario.

Típicamente no se observan fracturas en los basaltos del Cuaternario.

5. Geología Económica

Conforme a la información geológica del Cuadrángulo de Tegucigalpa (Rogers y O'Conner 1993) existen indicios de minas y prospectos viejos de plata y oro, localizadas específicamente en Santa Lucía, San Antonio de Oriente, al norte de Valle de Ángeles, Tatumbra, Villa Vieja, El Piligüín, El Picacho.

Al norte del cuadrángulo, específicamente en el Parque Nacional La Tigra, colindando con la zona conocida como San Juancito, Las Golondrinas y El Picacho se encuentra la gran zona de explotación antigua de mineral de El Rosario.

En el caso especificado de la ciudad de Tegucigalpa, debido a la migración de mineros que hicieron sus viviendas en las zonas donde estaban los yacimientos de "vetas de plata" en el área y explotados aproximadamente a partir del siglo XVI, se instituyó la ciudad, por lo Tegucigalpa significa "Cerros de Plata". De igual manera se fundó la mina de San Miguel de Heredia (1578), destacándose Tegucigalpa en un asentamiento minero.

6. Conclusiones

En los últimos tiempos, uno de los mayores eventos geológicos que han afectado a nivel nacional es el movimiento en masas, especialmente en época de invierno y específicamen-

te cuando ha habido la presencia de eventos meteorológicos (huracanes, tormentas tropicales), que han impactado en carreteras, viviendas, infraestructura privada y gubernamental, fuentes de agua (ríos, quebradas, aguas subterráneas), bosques, economía y sobre todo vidas humanas.

En relación con el Distrito Central, los movimientos en masas son el evento geológico que ha tenido mayor incidencia y presencia en áreas de mayor vulnerabilidad tal es el caso de las zonas mencionadas en este documento: El Berrinche, El Reparto, Guillén y Nueva Santa Rosa. En relación con la zona conocida como El Berrinche, posteriormente a lo suscitado durante el Huracán Mitch, la misma fue cerrada perimetralmente y así se evitó que la misma sea utilizada para proyectos habitacionales, lo que ha permitido minimizar impactos en especial en la vida humana.

En el área donde se encuentra las colonias El Reparto, Guillén, Nueva Santa Rosa, y otras aledañas, a la fecha se ha tenido registro de movimientos en masas recientes y que son latentes, afectando a la fecha viviendas e infraestructura existentes en la zona; pudiendo ser provocadas por varios factores naturales presentes en el área, así como factores antrópicos antiguos y actuales. Dentro de los factores naturales que se encuentran en el área afectada por los movimientos en masas, están la presencia de fallas geológicas, pendientes pronunciadas, presencia de agua subterránea, presencia de formaciones geológicas que al estar en contacto generan riesgos geológicos, ya que el mismo es estratigráficamente disconforme, siendo una paleosuperficie de erosión antes de ser depositada en el Grupo Padre Miguel.

En cuanto a los factores antrópicos antiguos y actuales, se pueden considerar la falta de planificación urbana, por lo que se localizan en el área un número considerable de viviendas que poseen en la actualidad poca área verde.

Asimismo, históricamente en la zona aledaña se encontraban asentamientos mineros donde se extraían minerales, específicamente en el área conocida como Cerro El Picacho, por lo que el área donde se han suscitado los movimientos en masa posiblemente podrían haber sido afectada por la probable presencia de áreas donde se realizaron actividades mineras subterráneas en la época de la colonia, y al no contar con información detallada de la minas o sitios mineros exactos en el área, estas podrían haber estado presentes mucho antes de haberse construido las viviendas.

7. Referencias

- Consultores en Riesgos y Desastres/ Evaluación de Riesgos Naturales- América Latina. (2007) Central America Probabilistic Risk Assessment (CAPRA)/ Evaluación Probabilista de Riesgos en Centro América Honduras. Identificación de Amenazas, Revisión Histórica y Análisis Probabilista. Informe Técnico: Revisión de Eventos Históricos Importantes.
- Harp EL, Castañeda M, Held MD (2002). Departamento del Interior de los Estados Unidos U.S. Geological Survey (Investigación Geológica de los Estados Unidos) Deslizamientos de tierra provocados por el huracán Mitch en Tegucigalpa, Honduras. Reporte de archivo abierto 02-33.
- International Institute for Geo-Information Science and Earth Observation, ITC/Capacity Building for Natural Disaster Reduction (CBNDR)/ Regional Action Program for Central America (RAPCA). (2002). Aplicación de SIG para la evaluación de amenazas y riesgos: Tegucigalpa, Honduras.
- Martínez W (2011) Recuperación Temprana. PNUD – Honduras. Compendio de Geodinámica Área del Distrito Central Honduras, C.A.
- Rogers RD y O'Conner EA Dirección General de Minas e Hidrocarburos, Instituto Geográfico Nacional y Cuerpo de Paz, SANAA, British Geological Survey, Overseas Development Administration (1993) Geología del Cuadrángulo de Tegucigalpa, Morazán F y Hoja Geológica de Tegucigalpa (segunda edición), escala 1: 50,000.



Análisis de las condiciones de riesgo por inestabilidad de laderas para la población de San Andrés Chichayotla, municipio de Calnali, estado de Hidalgo, México, y propuesta de reubicación

Martha Angélica Salas Martín, José Antonio Rafael Fernández

Subgerencia de Geología Ambiental, Servicio Geológico Mexicano, Blvd. Felipe Ángeles km. 93.50-4, Col. Venta Prieta, C.P. 42080, Pachuca, Hidalgo, México

Correo de contacto: angelicasalas@sgm.gob.mx

Palabras claves: fenómenos naturales, área de riesgo, deslizamientos, inestabilidad de laderas

Resumen

México frecuentemente se ve afectado por fenómenos naturales destructivos, como lo fue el paso de los ciclones Manuel e Ingrid en septiembre del 2013, cuando las lluvias torrenciales que se precipitaron en la Sierra Madre Oriental implicaron deslaves que incomunicaron a varias poblaciones. Adicionalmente, se vieron afectadas algunas comunidades como San Andrés Chichayotla, municipio Calnali, estado de Hidalgo. En apoyo a las autoridades estatales, el Servicio Geológico Mexicano llevó a cabo el análisis de las condiciones de riesgo por inestabilidad de laderas y propuesta de reubicación de la población afectada. Este análisis concluye que el 20 % de sus viviendas, así como su centro de salud y una de sus escuelas, se encuentran en condición de alto riesgo. El trabajo incluyó la definición de áreas de fácil acceso y en condición de bajo riesgo, donde es factible la reubicación de la población e infraestructura en condición de mayor riesgo.

1. Introducción

México es un país rico por su biodiversidad, riqueza cultural y diferentes tipos de ecosistemas que lo hacen único en el mundo, pero, la carente planeación territorial ha traído como consecuencia asentamientos humanos irregulares que ponen en riesgo a la población establecida entre fenómenos naturales y antrópicos, llevando consigo pérdidas de índole económico, ambiental y, en ocasiones, cobrando la vida de los habitantes.

En particular, el estado de Hidalgo, ubicado en la porción centro - oriental de México, tiene características geográficas y geológicas contrastantes, desde zonas de valle a unos 2 360 m s.n.m., que se limitan por sierras de origen volcánico, que se levantan a casi 2 800 m s.n.m., hasta sierras abruptas de origen sedimentario marino, que se ven cortadas por profundos cañones. Por lo mismo, sus condiciones climáticas también son diferentes, teniendo climas templados en las zonas de valle, templadas a frías en las partes más altas, y clima tropical en las zonas serranas de la porción oriental de este estado.

Es por ello, que al estado de Hidalgo no le resulta ajena a la incidencia de fenómenos naturales como sequías, nevadas, heladas, huracanes y tormentas tropicales, entre otros, los cuales, ocurren cada vez con mayor severidad en cuanto a sus consecuencias para la población, particularmente la asentada en zonas rurales (Atlas Nacional de Riesgo 2015).

Así, derivado del paso de los ciclones Manuel e Ingrid a mediados de septiembre de 2013 por la República Mexicana, el municipio de Calnali, localizado en la zona serrana nororiental del estado de Hidalgo, resultó afectado por deslaves a causa de las lluvias torrenciales ocasionadas por la combinación de estos dos sistemas de baja presión. En consecuencia, el Servicio Geológico Mexicano, en convenio de colaboración con la Secretaría de Desarrollo Agrario, Territorial y Urbano, realizó el Análisis de las condiciones de riesgo por inestabilidad de laderas para la población Chichayotla, municipio Calnali, estado de Hidalgo, México y la propuesta de reubicación, con el objetivo de beneficiar a comunidades rurales donde es recurrente la incidencia de fenómenos perturbadores naturales como: inestabilidad de laderas (CENAPRED 2014), hundimiento, agrietamiento de suelos e inundaciones, trabajo cuyos resultados se muestran en el presente artículo.

2. Área de estudio

2.1. Ubicación

Las coordenadas geográficas centrales del municipio Calnali son 20°53'48" N y 98°34'55" O y su altitud es de 960 m s.n.m. Cubre una superficie de 211 Km², limita al norte con los municipios de Tlanchinol, Huazalingo y Yahualica; al este con Yahualica y Tianguistengo; al sur con Tianguistengo y Xochicoatlán; y al oeste con los municipios de Lolotla y Tlanchinol

(COREMI 2002, 20024). En particular, la comunidad de San Andrés Chichayotla está ubicada a 3,8 Km en línea recta al noreste de la cabecera municipal, cuyas coordenadas geográficas son 20°55'36" N y 98°33'51" O, su altitud es de 1 160 m s.n.m. y la extensión de su zona urbana tiene un perímetro de 2 308 metros, lo que constituye una superficie 143 651 m² (14,37 hectáreas) (fig. 1).

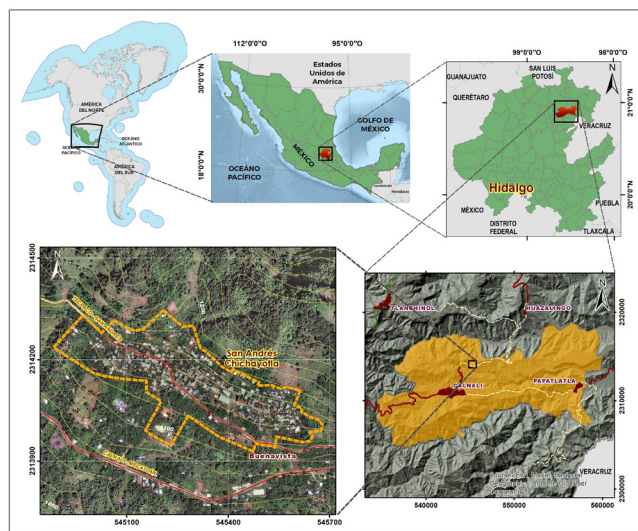


Figura 1. Localización de la localidad de San Andrés Chichayotla, municipio de Calnali, Hidalgo, México.

2.2. Antecedentes

La comunidad de San Andrés Chichayotla tiene su origen a finales del siglo XVIII cuando empezó la colonización de esta región, Chichayotla es una palabra náhuatl que significa corazón amargo. Se encuentra asentada sobre una ladera con pendientes que varían de 30° a 35°, lo que se conoce como zona centro se ubica sobre una pequeña explanada con bajo grado de pendiente. El clima es semicálido húmedo con temperatura media anual mayor a 18° C, la temperatura del mes más frío es menor a los 18° y la más caliente mayor de 22° C. La precipitación anual puede ser mayor de 2 500 mm y la precipitación del mes más seco menor de 1 800 mm, tiene régimen de lluvias de verano y el porcentaje de lluvia invernal mayor al 10,2 % del total anual. La temporada de lluvias es de junio a octubre y la de sequías de noviembre a mayo.

De acuerdo con el censo de Población y Vivienda del año 2010 del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI 2001), la localidad de San Andrés Chichayotla cuenta con una población de 1 280 personas, de las cuales 599 son hombres y 681 son mujeres, considerándose una comunidad rural que cuenta con un total de 346 viviendas particulares, de las cuales solo 298 se encuentran habitadas siendo esto un 86 % de las existentes.

El grado de marginación es muy alto, esto debido principalmente a la falta de empleo formal, lo que se ve reflejado en las condiciones precarias de las viviendas, que cuentan con servicios básicos de agua potable, electricidad y drenaje, así como alumbrado público. Su principal actividad económica

es la agricultura, sus principales cultivos son: maíz, pasto forrajero, café cereza, naranja, mandarina y limón agrio. En relación con la ganadería y los animales de traspatio, se tienen el bovino, porcino y avícola, entre otros.

El equipamiento de la localidad está integrado por el conjunto de edificaciones que se caracterizan por la prestación de servicios de uso público, ubicándose dentro del área de estudio cuatro planteles educativos, dos que imparten educación básica (preescolar y primaria), uno de educación media básica (telesecundaria), y uno de educación media superior. Respecto a servicios de salud, cuenta con una unidad médica rural del Instituto Mexicano del Seguro Social (IMSS), la cual brinda atención de medicina preventiva. En la zona centro de la comunidad cuentan con una iglesia y, en la parte suroeste, está un panteón.

La principal vialidad que comunica a San Andrés Chichayotla con la cabecera municipal es una carretera estatal, construida de asfalto y cunetas. Por las condiciones topográficas del terreno, la comunidad cuenta con andadores estrechos, estos son de concreto y por lo general en forma de escalinatas o rampas, también es común observar veredas, estas son angostas y sinuosas, formadas de tierra con intercalaciones de bloques de roca.

2.3. Objetivo

Generar información que sirva como herramienta a las autoridades federales, del Estado de Hidalgo y del Municipio de Calnali para la toma de decisiones en materia de caracterización de las condiciones de riesgo por fenómenos naturales para la población de San Andrés Chichayotla, delimitar la zona de riesgo y las viviendas que podrían ser afectadas para recomendación de su reubicación o para el establecimiento de medidas de mitigación de riesgos.

2.4. Características físicas del sitio.

El relieve de la región es accidentado, con pendientes pronunciadas y presenta áreas deforestadas. Se identifican varios movimientos de ladera que afectaron vías de comunicación y viviendas, problemática frecuente en la zona por la combinación de diversos factores como la geología, topografía, pendiente y vegetación, aunado a que la zona se caracteriza por ser una región de precipitación alta. Según el Atlas de Peligros del Estado de Hidalgo (SGM 2009), se tiene 2 250 mm como precipitación media anual. De manera general, las pendientes del lugar varían de 15 a 25° en el área donde se asienta la población y en el área del parteaguas alcanza 43°, siendo ésta el área más expuesta debido a la carencia de cubierta vegetal. La figura 2 presenta los rasgos morfológicos, siendo los más notorios los circos de erosión que resaltan con líneas amarillas discontinuas en la parte alta de la ladera sur del cerro Ixpatlax. Se interpreta que el material erosionado de las partes altas se depositó en una porción de la zona que ocupa la comunidad San Andrés Chichayotla. Éste, debido a que representa material de pendiente o coluvión, suele estar poco consolidado, ya que es producto de desprendimientos o deslizamientos.

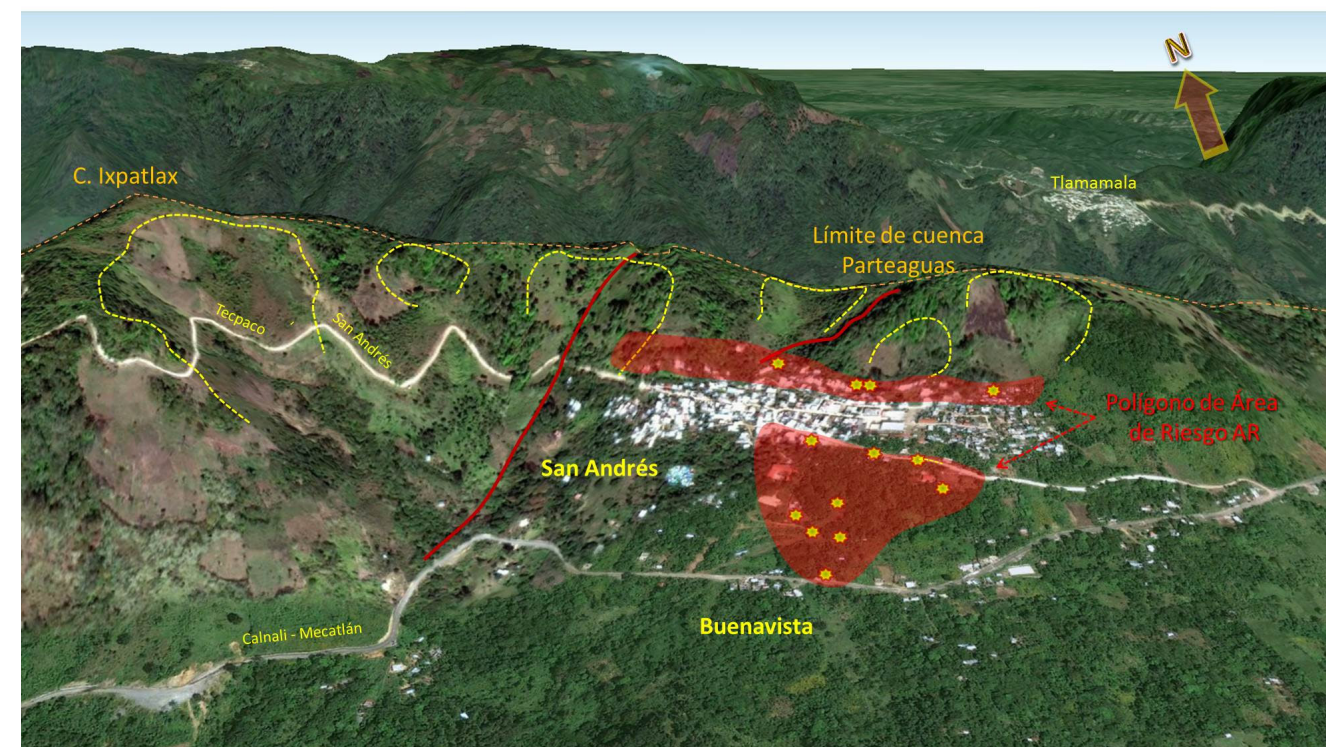


Figura 2. Panorámica general de la localidad de San Andrés Chichayotla y ubicación del programa de puntos de verificación. Se resaltan el parteaguas de la microcuenca (línea en color naranja), circos de erosión (línea en color amarillo) y lineamientos (línea en color rojo)

Debido a que no se cuenta con una delimitación del Asentamiento Humano (AH) tanto de dependencias oficiales, municipales o autoridades de la localidad, se realizó una delimitación de acuerdo a la cartografía de campo, generándose un polígono con un perímetro de 2 308 metros y una superficie de 143 651 m² (14,37 hectáreas), que se puede apreciar en el detalle de la figura 1.

3. Método

3.1. Análisis del Riesgo

Del análisis de los diferentes niveles de información: geología, pendiente, edafología, precipitación, clima e interpretación de imágenes de satélite, entre otros, se determinó que la zona de estudio presenta las condiciones físicas para que se originen procesos de remoción en masa, como son Flujo de lodos, deslizamiento de tipo rotacional y caída de bloques, poniendo en relevancia que el agua es el principal detonante para que se originen dichos fenómenos. Un factor importante a considerar son las lluvias atípicas, las cuales pueden acelerar el proceso erosivo y actuar como un detonante de la inestabilidad de laderas al saturar el subsuelo, provocando que se pierda la cohesión entre las partículas y culminar con un movimiento de masa de roca, suelo y/o detritos.

Del análisis de imágenes satelitales se identificaron dos lineamientos bien definidos, uno ubicado al poniente de la comunidad, con una orientación NE-SW y traza de aproximadamente 630 m de longitud. El segundo presenta una longitud aproximada de 220 m, tiene orientación casi E-W, se encuentra desde la porción central de San Andrés Chicha-

yotla hasta la zona del parteaguas (fig. 2). Estos lineamientos generalmente se asocian a trazas de fallas o fracturas, por lo tanto, representan zonas de debilidad. La deforestación en el sitio es evidente, siendo utilizadas estas áreas para siembra de temporal y agostadero. La vegetación nativa contribuye sustancialmente a bajar el nivel de amenaza y el riesgo de ocurrencia de la erosión, pues amortigua con su follaje el impacto de las gotas de lluvia contra la superficie del suelo. Adicionalmente, las raíces sirven como anclaje al reforzar las capas de material expuesto o en el subsuelo.

Con base en lo anterior se determinaron dos polígonos de riesgo en la localidad y se contabilizaron las viviendas que ya presentan daños en su estructura (paredes y pisos) por fracturas producto de los movimientos de terreno. Se considera que un total de 83 viviendas se encuentran en condición de riesgo, categorizándose adicionalmente por cada fenómeno al que se encuentran expuestas (figs. 2 y 3).

Se evaluaron las viviendas que se ubican dentro de dos polígonos que fueron delimitados como de área de riesgo (AR), verificando los materiales y calidad de las construcciones, que, de acuerdo a la tipología de vivienda, se clasificaron en 3 grupos: permanentes o consolidadas, semipermanentes o no consolidadas y precarias o provisionales. Así, se estableció que el 77 % de las viviendas consideradas en los polígonos se encuentra en condición de riesgo por flujo de lodo, 20 % por deslizamientos y 3 % por flujos caída de bloques.

Cabe señalar que los polígonos de riesgo incluyen a la población localizada en las cercanías del AH de San Andrés Chichayotla, lo que incrementa el número de viviendas en riesgo.

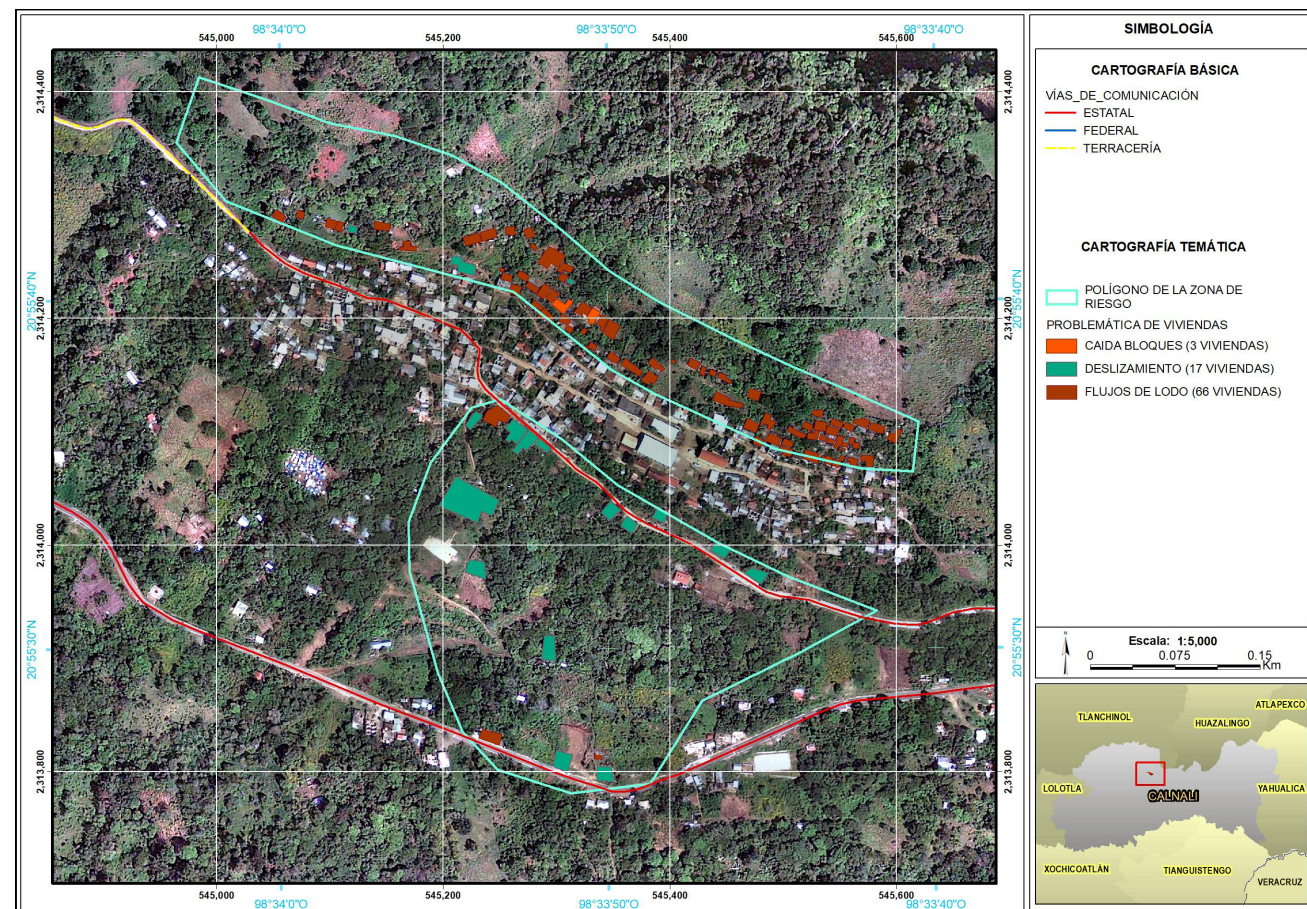


Figura 3. Problemática que se presenta en las áreas de riesgo.

3.2. Análisis de Polígono de Riesgo Sur.

Derivado de la contingencia por las precipitaciones que se registraron en el mes de septiembre de 2013, se originaron movimientos de ladera como deslizamientos en el Polígono de Riesgo Sur, dando como resultado grietas de tensión en la parte alta y baja del cuerpo del deslizamiento, así como una serie de grietas a lo largo de las laderas en un área con extensión de 250 m, presentando afectación a un par de viviendas, la Unidad de Salud de la comunidad y el camino de acceso a la propia localidad y que, además, lo es hacia dos poblados más. En la figura 4 se presenta la zonificación de las condiciones de riesgo para las viviendas.

3.3. Análisis de Polígono de Riesgo Norte.

Este polígono de riesgo se delimitó a lo largo del pie de ladera del cerro, en el cual están asentadas viviendas tanto de tipo permanente como provisional, estas viviendas están propensas a la afectación de fenómenos de remoción, como son flujos de detritos y caída de bloques (fig. 4).

Durante el recorrido del área se pudo observar que hay zonas que presentan pendientes que alcanzan hasta 40°, áreas totalmente deforestadas y que son utilizadas para siembra de temporal. Las rocas que afloran en el lugar son tobas intercaladas con basaltos, donde la toba puede tener el comportamiento geomecánico de suelo poco compactado ya

que se altera a arcillas expansivas, como la montmorillonita, que tiene la característica de cambiar su volumen por la absorción de agua.

4. Resultados y discusión

La zona de riesgo abarca dos secciones de la localidad de San Andrés Chichayotla, una ubicada al norte, en la ladera, y otra ubicada al sur, donde se encuentran dos edificios importantes que prestan servicios de educación y de salud, que son la telesecundaria y la Unidad de Salud, parte del camino de acceso y viviendas. Por otra parte, también dentro de los polígonos de riesgo se incluyen viviendas de la vecina localidad de Buenavista, que deberán considerarse en el programa de reubicación. De relevancia se observa, además, que en el Polígono de riesgo sur se tienen cultivos variados como café, frijol, plátano, entre otros y que sirven de ingreso económico a las familias de esta porción del poblado, motivo por el cual muchas personas se niegan a ser reubicadas.

Es considerable el número de viviendas de tipo permanente, es decir construcciones con estructura totalmente terminadas, con o sin acabados, que cuentan con elementos estructurales de cimentación, muros y trabes, losa de concreto o algún otro material de alta resistencia, comprendidas dentro de las áreas de riesgo; mientras que las de tipo precario, que son la minoría, corresponden a las de mayor interés para su reubicación.

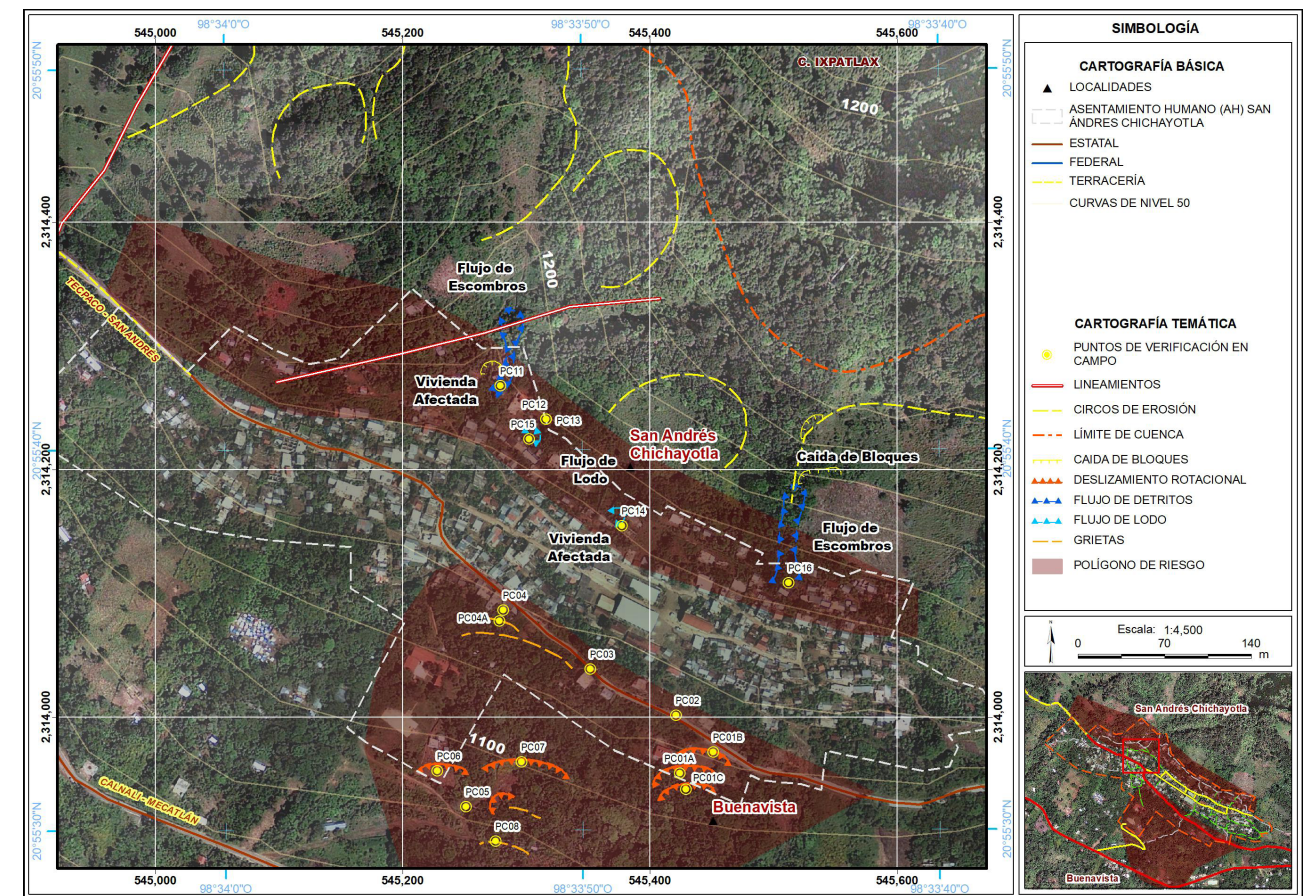


Figura 4. Ubicación y análisis de los polígonos de riesgo sur y norte.

Por lo anterior, cabe referir que es importante que las autoridades correspondientes, lleven a cabo campañas de concientización, sobre los riesgos a los que se encuentra expuesta la población, en caso de continuar viviendo en una zona en donde se pone en riesgo, además de su infraestructura, principalmente la vida de sus habitantes.

4.1. Propuesta de Reubicación.

Una vez caracterizadas las condiciones de riesgo a las que están expuestos los habitantes de la comunidad San Andrés Chichayotla, así como delimitados los polígonos de riesgo, el municipio de Calnali, propuso un par de zonas para una posible reubicación (fig. 5). Sin embargo, como las dimensiones de las mismas no darían cabida a todas las viviendas e infraestructura a reubicar, se procedió a identificar, de común acuerdo con las autoridades municipales, una nueva zona para su posible reubicación, siendo una opción la ampliación hacia el este de uno de las zonas propuestas.

El primer polígono de reubicación se encuentra a 560 m al sureste de la localidad, tiene una superficie de 48 208 m² (4,8208 ha), el segundo cuenta con una superficie de apenas 2 699 m² (0,02699 ha) y se encuentra a 654 m al oriente de la población.

El uso de suelo de los predios que enmarcan a ambos polígonos es agrícola para cultivo de café y su pendiente es de

5° a 15° grados. Cabe referir que para ambos se facilita la introducción de servicios municipales y en ellos es factible el desplante de infraestructura de salud y educativa.

5. Conclusiones

Se determinó en la comunidad San Andrés Chichayotla se encuentran en condición de riesgo por el fenómeno geológico de inestabilidad de laderas. Esta situación se incrementa derivado de la vulnerabilidad de las viviendas y obras de infraestructura. Conforme al censo llevado a cabo, en el área de riesgo se ubican un total de 260 habitantes, que corresponden a casi 20 % de la población que INEGI maneja para toda la localidad.

Se definieron dos polígonos que implican la condición de alto riesgo. A fin de proteger la integridad de los habitantes, sus viviendas e infraestructura, se proponen dos opciones. La primera, definitiva, es la reubicación de las viviendas, del centro de salud y de las instalaciones educativas, a los polígonos determinados en condición de bajo riesgo.

Para una segunda opción, en caso de que los habitantes de la comunidad no consideren viable la reubicación, se proponen las siguientes acciones:

1. Encausamiento de los escurrimientos naturales.
2. Construcción de obras de desagüe que permitan el desalojo de agua pluvial, aún para el caso de precipitaciones extraordinarias.

Estabilização das arribas jurássicas da praia de S. Bernardino no litoral estremenho de Portugal

Fernando Ferreira^a, José Manuel Romão^{b,c} (ORCID: 0000-0001-8003-1285)

a. Geoárea, Lda, Rua Miguel Torga - 2C - 4º Piso - Escritório 1, Alfragide, 2610 - 086 Amadora, Portugal

b. Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), Estrada da Portela, Bairro do Azambujal, Apartado 7586, Alfragide, 2720-866 Amadora, Portugal

c. Atlântica - Instituto Universitário, Barcarena, Portugal

E-mail de contacto: manuel.romao@lneg.pt

Palavras-chave: Arribas, erosão, estabilização, soluções geotécnicas, faixas de risco

Resumo

As arribas da praia S. Bernardino têm um histórico de instabilidade que atingiu um estado crítico, forçando a realização de intervenções com o propósito de garantir a sua estabilidade. A disposição, composição e espessura das camadas litológicas (calcoarenitos, argilitos e margas) e a configuração das arribas condicionou as soluções geotécnicas adotadas para a sua estabilização. A metodologia usada englobou um levantamento topográfico por varrimento laser de alta-definição e um rigoroso levantamento geológico e geotécnico em alçados com mosaicos fotográficos. As intervenções consistiram de soluções geotécnicas, de baixo custo e fácil manutenção, da qual se destacaram o saneamento de blocos, a aplicação de redes metálicas, pregagens, betão projetado, muros de contenção, enrocamentos, sistemas de drenagem, entre outras. As soluções de estabilização preconizadas permitiram adotar medidas para minimizar e prevenir os perigos associados aos movimentos de vertente e um adequado enquadramento estético e paisagístico, para além de aumentar a segurança de pessoas e bens.

1. Introdução

A generalidade das arribas do litoral rochoso da costa jurássica, na Estremadura de Portugal, é caracterizada por vertentes íngremes, com pendores significativos, onde afloram sequências de camadas interestratificadas sobrepostas, com geometria lenticular, compostas por margas, argilas, arenitos e calcoarenitos. As arribas mais susceptíveis aos agentes erosivos são constituídas, maioritariamente, por margas e argilas e nas mais resistentes prevalecem arenitos e calcoarenitos, tornando-se estas últimas mais salientes devido ao recuo erosivo das camadas brandas, menos competentes, que se encontram imediatamente por debaixo, em zonas onde coexistem estas alternâncias.

O histórico de ocorrências da instabilidade das arribas no litoral já mencionado, assinaladas por acidentes, têm crescido e sido registado pelas autoridades nacionais e divulgados na imprensa nacional e regional. De facto, a sua instabilidade pressupõe um elevado risco para pessoas e bens, que condiciona excessivamente o desejável usufruto do litoral rochoso, com particular incidência das praias.

A área de estudo localiza-se a W da povoação de S. Bernardino (concelho de Peniche), nas arribas da praia com a mesma designação. A área foi dividida em sectores, que de norte para sul, correspondem aos troços A e B, com as extensões de 180 m e 140 m, respetivamente (fig. 1).

O presente trabalho tem o propósito de apresentar soluções geotécnicas, de baixo custo e fácil manutenção, bem como de



Figura 1. Localização das arribas intervencionadas de S. Bernardino.

impacto paisagístico e visual reduzido, para a estabilização das arribas da praia de S. Bernardino

2. Metodologia e materiais utilizados

Para a elaboração do estudo das arribas, com pendores relativamente elevados, compostas por camadas sobrepostas de alternâncias de litótipos diversificados, é fundamental

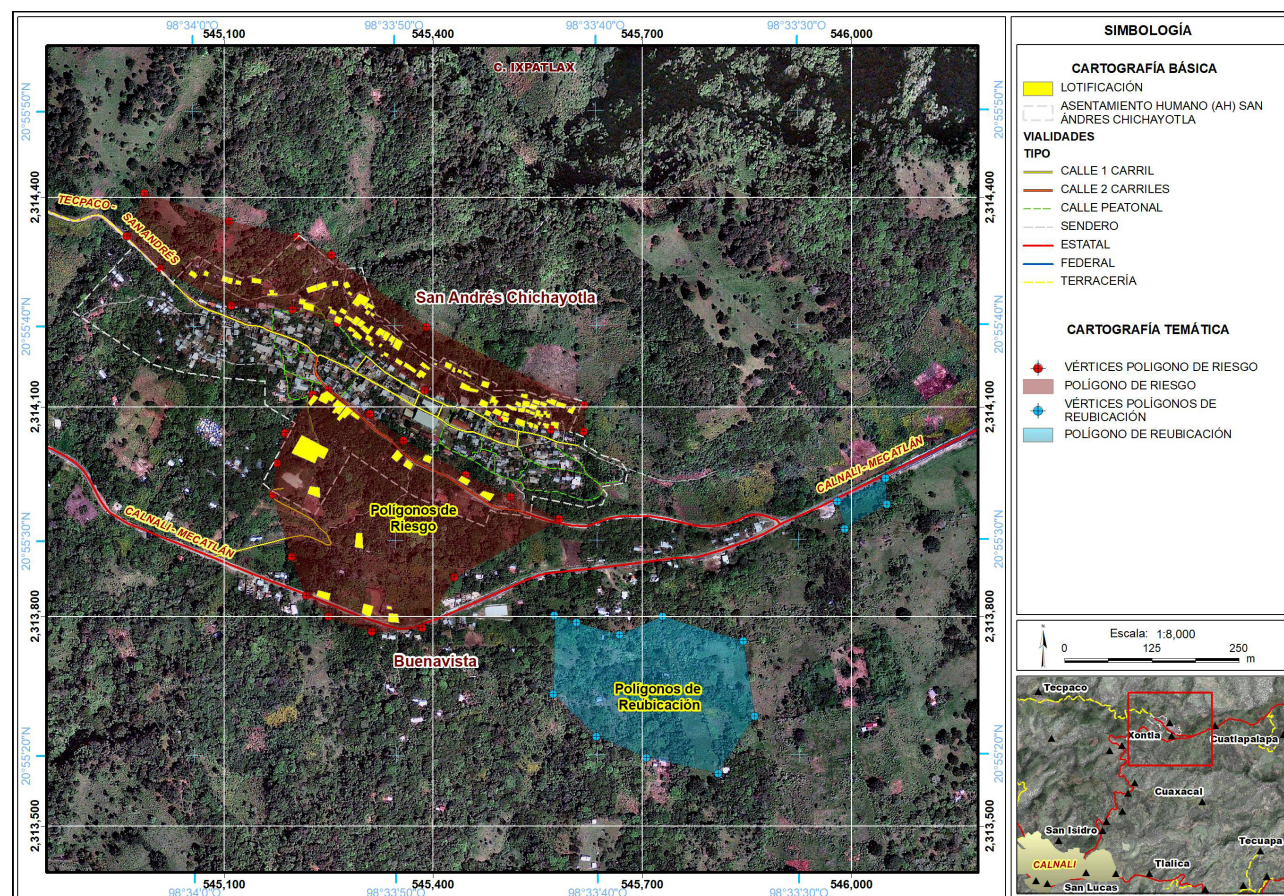


Figura 5. Distribución de la localidad, área de riesgo y posible área de reubicación.

- Proibição de construção sobre los escurrimientos naturales.
- Reforestar, aún en zonas localizadas en laderas pronunciadas, con especies arbóreas que den sustento a los suelos.
- Instalar inclinómetros con la finalidad de implementar un sistema de monitoreo con revisión mensual, para determinar la velocidad del movimiento y poner más atención en la temporada de lluvia.

6. Referencias

- COREMI, Consejo de Recursos Minerales (2004) Carta Geológica-Minera Calnali F14-D52, escala 1:50 000, Estados de Hidalgo y Veracruz. Disponible en: http://mapserver.sgm.gob.mx/cartas_impresas/productos/cartas/cartas50/geologia50/1772_F14-D52_GM.html Consulta 13-12-2014.
- COREMI, Consejo de Recursos Minerales (2002) Carta Geológica-Minera Molango F14-D51, escala 1:50 000, Estado de Hidalgo. Disponible en: http://mapserver.sgm.gob.mx/cartas_impresas/productos/cartas/cartas50/geologia50/1733_F14-D51_GM.html Consulta 13-12-2014.

INEGI, Instituto Nacional de Estadística y Geografía (2001) Conjunto de datos vectoriales. Fisiografía, escala 1:1 000 000. Aguascalientes, México. Disponible en: <http://www.inegi.org.mx/geo/contenidos/reclnat/fisiografia/default.aspx> Consulta 13-12-2014.

SGM, Servicio Geológico Mexicano (2009) Atlas de Peligros del Estado de Hidalgo. Escala 1:250,000. Consulta 14-12-2014.

Criterio. La verdad Impresa. (2014) <http://www.criteriohidalgo.com/notas.asp?id=196338> Consulta 13-12-2014.

CENAPRED, Centro Nacional de Prevención de Desastres (2014) Mapa Nacional de Susceptibilidad por Inestabilidad de Laderas a Nivel Regional. Esc. 1:100 000.

Atlas Nacional de Riesgos (2015) <http://www.atlasmnacionalderiesgos.gob.mx/index.php/riesgos-geologicos/inestabilidad-de-laderas> Consulta 14-01-2015.



Figura 2. Vista geral das arribas A e B da praia de S. Bernardino.

dispor de uma boa base topográfica e de um exaustivo e rigoroso levantamento geológico e geotécnico. No primeiro caso, foi utilizado o levantamento topográfico clássico com apoio pontual de leituras por varrimento laser de alta-definição na escala 1:500. No que se refere à outra representação espacial, foram usados como suporte geológico-geotécnico alçados com mosaicos fotográficos (fig. 2).

Considerando as características das arribas, quer em extensão quer em altura, os materiais mais ajustados para a sua estabilização foram as proteções/revestimentos com redes metálicas, recalçamentos de consolas e pregagens de blocos isolados. Outro aspeto relevante foi a definição de um novo sistema de drenagem que impedisse a concentração de água no interior das próprias arribas.

As áreas a intervir foram delimitadas, no geral, pelas linhas de crista e de base das arribas, sendo desaconselhável qualquer implementação de soluções que passassem por reperfilamento das vertentes.

Subjacente à conceção das medidas geotécnicas corretivas e, consequentemente, à sua execução, prevaleceu a preocupação de alcançar as condições de segurança, num quadro que proporcione um enquadramento estético e paisagístico harmonioso e uma relação custo/benefício otimizada.

3. Resultados

O processo de estabilização das arribas (A e B) iniciou-se com o saneamento generalizado das suas faces através da eliminação de blocos e detritos que se encontravam em situação de equilíbrio precário, ou suscetíveis de serem

mobilizados pelas águas de escorrência. Nas consolas compostas por bancadas de calco-arenitos e arenitos rijos efetuaram-se calçamentos pontuais com pedra argamassada, com maior incidência nas que se encontravam em situações de perigo de colapso (fig. 3).

A fase seguinte incorporou a colocação de redes metálicas de alta resistência em função das características geométricas e composicionais das vertentes. Assim, na crista da Arriba A foi ancorada uma rede metálica leve com fio de aço de 2mm de diâmetro com recobrimento anti corrosão (tipo DELTAX). Esta rede foi pregada com varões de aço galvanizado de 4m de extensão nas zonas marginais aos blocos salientes para melhor ajuste ao talude (Ferreira 2016). Na Arriba B foram colocadas redes metálicas de alta resistência dos tipos GREENAX e DELTAX nas suas partes superior e intermédia, respetivamente. Para conter a possante camada de calco-arenito posicionada na sua parte inferior, confinante com o canal de drenagem, foi colocada outra rede de alta resistência, no caso, reforçada e tensionada com cabos de aço, com sistema tipo TECCO associado (fig. 4c). Esta foi revestida por rede electrossoldada (MALHASOL) e duas camadas de betão projetado, com corante e espessura de 10 cm, e ancorada com pregagens em varão de aço (32 mm de diâmetro) com o comprimento de 6m (Ferreira 2016) (fig. 3).

O passo seguinte consistiu na consolidação dos blocos isolados calco-areníticos, com pregagens em varão de aço (32 e 25 mm de diâmetro), cujo comprimento variou entre os 6 e 12 m em ambas as vertentes (fig. 3).

Junto à base da Arriba A foi construído um muro de suporte em betão armado, por segmentos, com escoramento

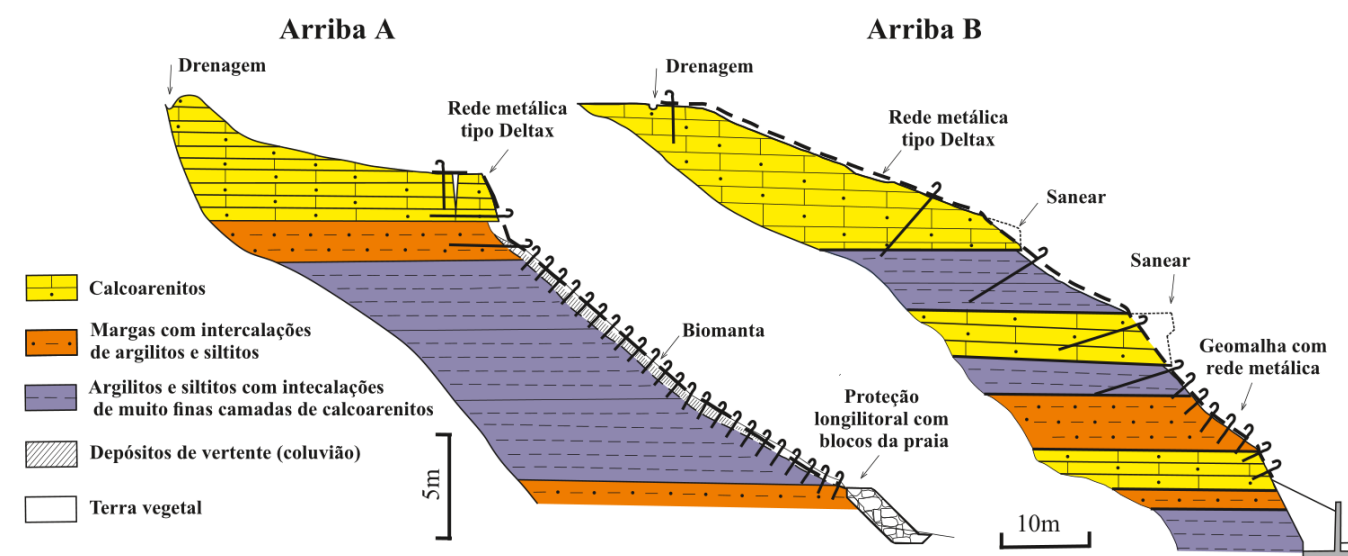


Figura 3. Perfis transversais A e B das arribas da praia de S. Bernardino, acompanhados de projetos de intervenção para a sua estabilização.

localizado de terras (fig. 4a). A área entre a arriba e o muro de suporte foi preenchida com terra vegetal e, posteriormente, aplicaram-se sementes, fertilizantes e aglutinante de solo. A hidrossementeira foi também efetuada nas zonas mais friáveis da vertente, onde prevaleciam argilas e margas, tendo sido aí revestida com geomalha (Ferreira 2016).

Na Arriba B houve necessidade de preencher a infraescavação, junto à sua base, com materiais rochosos rijos, já existentes na praia, após o revestimento da infraescavação com betão cofrado de espessura de 0,2 m. Porém, dada a extensão da infraescavação, houve necessidade de construir, localmente, contrafortes em betão armado com a largura de 2,5 m, como



Figura 4. Perfis transversais A e B das arribas da praia de S. Bernardino, acompanhados de projetos de intervenção para a sua estabilização.

suporte da própria arriba. No final a vertente foi revestida com um tapete de enrocamento de dimensão significativa (fig. 4d).

Na crista e na base das duas vertentes foram implantados sistemas de drenagem superficial, com a finalidade de captar as águas provenientes das precipitações e impedir o seu escoamento pelas suas superfícies e a sua infiltração para o interior dos maciços. Relativamente às águas subterrâneas, presentes no seu interior, estas foram reduzidas através da colocação de drenos (tubos de PVC) próximos da horizontalidade nas zonas compostas por litologias mais friáveis.

Por fim, foi instalada sinalética em locais bem visíveis, que incluiu painéis informativos e de aviso, com o propósito de alertar para a presença de arribas instáveis e para os perigos associados com a queda de materiais rochosos.

4. Discussão

A alternância sucessiva entre camadas sobrepostas de argilas e margas, mais brandas, e estratos de calco-arenitos, mais resistentes, gerou fenómenos de erosão diferencial nas arribas que vão potenciar a queda de fragmentos rochosos e movimentos de massa nas vertentes em estudo. As litologias margosas e argilosas, ao serem mais suscetíveis à variação sazonal de humidade, ciclos de secagem e molhagem e à própria meteorização salina, alteram-se e desagregam-se rapidamente e, em consequência, ficam mais expostas ao arranque de finas partículas granulares pelo impacto direto das gotas de chuva, pelo fluxo de água proveniente da escorrência superficial e pela corrosão por detritos transportados pelo vento, que origina estruturas alveolares na superfície visível das camadas. Para além

do grau de meteorização das litologias, contribuem ainda para condicionar os movimentos gravitacionais o estado de fracturação do maciço e a presença de carbonatos na matriz dos calco-arenitos (Davidson-Arnott 2010). A dissolução química dos carbonatos resulta da circulação lenta e contínua de águas acidificadas, salinas, que vão alargando de forma progressiva as fissuras. O traçado dos perfis das arribas A e B (fig. 5) é o resultado da disposição morfológica das suas camadas litológicas constituintes em conjugação com a ação erosiva dos agentes de meteorização. Considerando as diferenças acentuadas na ordenação das camadas em ambas as arribas é espetável a ocorrência de perfis muito distintos. De facto, a arriba A, com exposição a W, é, no geral, menos inclinada quando comparada com a B, que apresenta pendor mais acentuado e está virada para o quadrante NW, com forte exposição aos ventos predominantes de NW, estando a sua base sujeita, pelo menos parcialmente, à ação das ondas do mar e correntes de maré.

O perfil da arriba A é caracterizado, a topo, por um elemento curvo côncavo com cerca de 60m de extensão e pendor médio próximo de 10°. Esta unidade morfológica tende a decrescer progressivamente de inclinação, sendo quase plana quando o declive muda bruscamente de pendor. O perfil prossegue com o desenvolvimento de uma face livre, com 10m de comprimento e pendor superior a 65°. Este segmento quase retilíneo passa por rutura de declive a um elemento côncavo, caracterizado por curvatura pouco pronunciada com cerca de 50 m de extensão, coberto por coluvião, e com pendor de 40° (fig. 5).

O perfil da arriba B é composto, do topo para a base, por um segmento retilíneo com a extensão de 40 m e pendor de cerca de 25°, que passa por rutura acentuada de declive a uma face

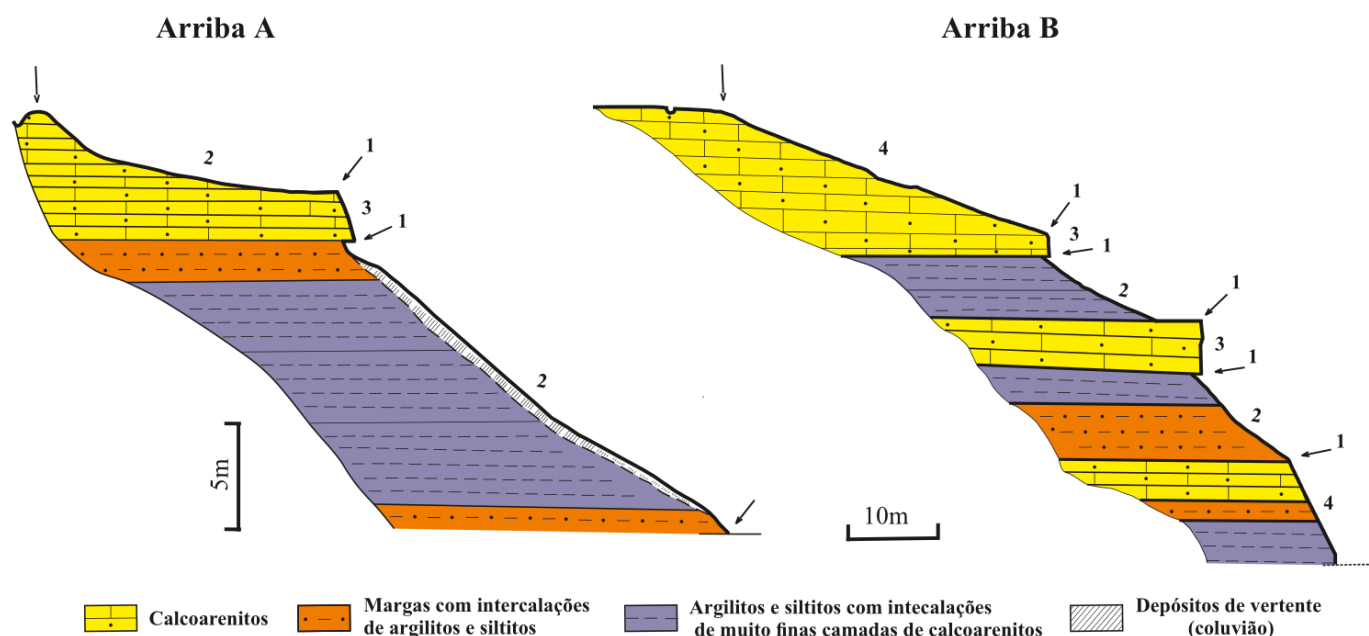


Figura 5. Decomposição dos perfis transversais das arribas A e B localizados na praia de S. Bernardino em sectores. 1- Rutura de declive; 2- Elemento côncavo; 3 - Face livre; 4 - Segmento retilíneo.

livre, com comprimento de cerca de 5m e inclinação superior a 80°. O perfil prossegue com o desenvolvimento de um elemento curvo côncavo, caracterizado por 20 m de extensão e cerca de 30° de pendor, até atingir nova rutura de declive, que marca o início de uma face livre quase vertical, com cerca de 10 m de extensão. Logo após nova descontinuidade gerou-se um elemento curvo côncavo, com o comprimento de 20 m e pendor de cerca de 35°, que passa a um segmento retilíneo basal (~20 m de extensão e ~60° de pendor) por mudança brusca de declive (fig. 5). O seu sopé é marcado, apenas junto à zona mais próxima do mar, por um escavamento inferior concavo, pouco profundo, em consequência do efeito direto das ondas e correntes que vão desgastando a arriba progressivamente por abrasão, atrito e pressão hidráulica (Bird 2008), para além de uma plataforma de abrasão marinha pouco extensa, onde se vão acumulando alguns fragmentos rochosos, alguns dos quais com configuração arredondada.

A disposição, composição e espessura das camadas litológicas e a configuração das arribas condiciona as soluções adotadas para a sua estabilização (Mirus et al. 2020). No caso em análise, as camadas margosas e argilosas ao recuarem mais rapidamente, por ação erosiva, do que as bancadas calco-areníticas provocaram o seu descalçamento, originando a queda de blocos rochosos e desabamentos. Este processo de instabilidade pode ser acelerado pela infiltração da água e de raízes nas descontinuidades pré-existentes nas próprias camadas, possibilitando a génese e o crescimento de pressões intersticiais. Consequentemente, as primeiras intervenções nas arribas consistiram no saneamento de blocos e detritos instáveis localizados na face das arribas e o recalçamento pontual de consolas em risco de colapso com pedra argamassada e pregagens.

A proteção superficial das arribas, com o propósito de reduzir substancialmente a sua progressiva degradação superficial, aumentar a resistência da sua face frontal, redistribuir as tensões para aumentar a capacidade de carga do sistema e evitar a infiltração de águas devido às precipitações, foi implementada com a instalação de redes metálicas de alta resistência, localmente reforçadas e tensionadas com cabos de aço, que têm ainda a vantagem de se adaptar facilmente a superfícies irregulares. A aplicação de betão projetado, com aditivo colorante por questões estéticas e paisagísticas, nas camadas argilosas e margosas dos sectores intermédio e inferior da arriba B teve a mesma finalidade.

A construção do muro de suporte da arriba A pretendeu reforçar a sua base e evitar erosão do seu pé, constituindo um elemento resistente, de contenção ou sustentação que vai evitar a degradação na zona crítica face à sua estabilidade. É de destacar o preenchimento do espaço entre a vertente e o muro com terra vegetal e canal de escoamento, proporcionando um peso adicional e boa drenagem, que vai permitir uma melhor estabilização (fig. 4).

A base da arriba B, localizada junto ao mar, continha entalhes basais resultantes da ação erosiva das ondas e correntes, que foram estabilizados com a construção de contrafortes em betão armado e o seu preenchimento foi efetuado por

enrocamento, correspondendo à acumulação aleatória de materiais naturais que se encontravam sobre a plataforma abrasiva (fig. 4). No sector oposto, onde aflora a camada margosa basal foi aplicado betão projetado com bueiros em tubo de PVC, para garantir a drenagem do revestimento.

Em ambas as arribas foram instalados sistemas de drenagem com o propósito de garantir a não ocorrência da acumulação de pressões intrínsecas da água, que podem atuar nas descontinuidades e superfícies de rutura como forças desestabilizadoras, provocando a instabilização das vertentes, com particular incidência, a erosão do pé do talude. Para evitar a escorrência superficial colocaram-se valas de drenagem e canalizações na crista e base das arribas, respetivamente, e para eliminar a acumulação de água no interior das vertentes implantaram-se drenos horizontais.

As superfícies das arribas mais friáveis foram revestidas com geomalha têxtil, sobre a qual se efetuou hidrosementeira a partir de uma pasta aquosa com sementes, fertilizante e aglutinante de solo para melhor aderência às litologias argilosas e margosas.

5. Considerações finais

Os processos de instabilização das arribas localizadas na praia de S. Bernardino foram-se acentuando ao longo do tempo, até que se tornaram críticos para a segurança das pessoas e dos bens materiais que serviam de apoio à praia. Atendendo à situação, houve necessidade de se efetuar intervenções com o propósito de implementar soluções para a estabilização das arribas e adotar medidas para minimizar e prevenir os riscos associados aos movimentos de vertente.

As intervenções consistiram em um conjunto de soluções geotécnicas, de baixo custo e fácil manutenção, da qual se destacaram o saneamento de blocos, a aplicação de redes metálicas, pregagens, betão projetado, muros de contenção, proteção longilitoral (fig. 4b), enrocamentos, sistemas de drenagem, entre outras menos relevantes. É de notar que as soluções adotadas tiveram em conta as características geométricas e físicas das arribas, nomeadamente, disposição, composição e espessura das camadas litológicas e a sua configuração, para além do seu baixo custo e fácil manutenção. Não foi também descurado, o impacto paisagístico e visual, para além da estética, nas intervenções implementadas.

A definição e aplicação de faixas de risco (Marques 2009) nas arribas estudadas, quer na sua base quer no seu topo, devem ser implementadas, criando assim limitações no seu uso e ocupação do solo, apesar da sua estabilização ter sido concretizada. O propósito é prevenir a erosão excessiva provocada por ação e ocupação humana e, ainda, minimizar a probabilidade de ocorrência de acidentes com consequências graves para pessoas e bens.

De forma a reduzir o risco, foram instaladas placas com sinalética de aviso e informação sobre as zonas de perigo, em sítios com ótima visibilidade, para transmitir e responsabilizar as pessoas para os riscos inerentes à sua localização e

proteger os bens já existentes. Informações complementares podem ainda ser empreendidas, como por exemplo, a elaboração de folhetos de divulgação e a realização de ações de sensibilização durante a época balnear.

Apesar da obra de estabilização das arribas ter resolvido os perigos associados à sua instabilidade no curto prazo, estas devem ser monitorizadas de forma contínua ou pelo menos com regularidade com o propósito de se averiguar o seu estado evolutivo em termos de durabilidade e segurança a médio longo prazo. A análise recorrente das arribas em 3D e a sua inspeção visual regular como forma de detetar eventuais anomalias (fissuração nos elementos de betão, movimentação de blocos, limpeza dos canais de drenagem, etc.) são relevantes para evitar a sua degradação e manter a sua estabilização no futuro.

6. Agradecimentos

Os autores agradecem à Agência Portuguesa do Ambiente (APA) a autorização para aceder e divulgar a informação mais relevante sobre os projetos e obras implementadas na praia de S. Bernardino.

7. Referências

- Bird ECF (2008) Coastal geomorphology: an introduction. Second Ed. Wiley. pp. 63-96.
- Davidson-Arnott R (2010) Introduction to coastal processes and geomorphology. CUP, Cambridge. pp. 397-435.
- Ferreira F (2016) Estabilização das arribas das praias da Calada e de São Bernardino. Do projeto de execução à concretização das obras. 15º Congresso Nacional de Geotecnia, Porto, 10 p.
- Marques FMSF (2009) Sea cliff instability hazard prevention and planning: examples of practice in Portugal. Journal of Coastal Research, SI 56: 856 – 860.
- Mirus BB, Jones ES, Baum RL, Godt JW, Slaughter S, Crauford MM, Lancaster J, Stanley T, Kirschbaum DB, Burns WJ, Schmitt RG, Lindsey KO, McCoy KM (2020) Landslides across the USA: occurrence, susceptibility, and data limitations. Landslides 17: 2271–2285. <https://doi.org/10.1007/s10346-020-01424-4>.

Caracterización geológica y modelamiento numérico del deslizamiento de Nunupata y su posible impacto en el centro arqueológico de Chavín de Huántar, Ancash

Guisela Choquenaira^a (ORCID: 0009-0006-7950-7972), Mauricio Núñez^a, Richard Huayta^b, Segundo Núñez^a, Ely Ccorimanya^c, Gonzalo Luna^a, Josemanuel Carpio^a, Baclimer Quispe^a

a. Instituto Geológico, Minero y Metalúrgico, Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, 950391645, Perú

b. Universidad Complutense de Madrid, Av. Complutense, s/n, Moncloa - Aravaca, 28040 Madrid, España

c. Universidad Mayor de San Marcos, Av. Universitaria cruce con Av. Venezuela cuadra 34, Lima, Perú

Correo de contacto: gchoquenaira@ingemmet.gob.pe

Palabras claves: deslizamiento, flujos de detritos, modelos numéricos, Chavín de Huántar, Nunupata

Resumen

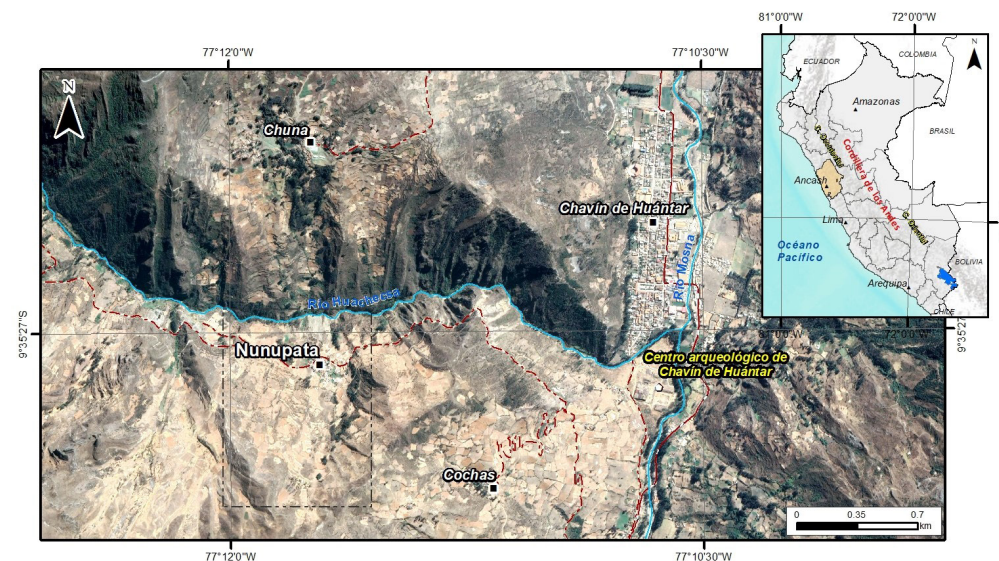
En el centro poblado (C.P.) de Nunupata, se observan deslizamientos activos con un volumen de ~812 000 m³, afectando alrededor de 20 hectáreas. Estos eventos ocurren en depósitos cuaternarios compuestos por arenas limosas (SM), de estructura masiva, moderadamente consolidadas y baja plasticidad, considerados como suelos altamente inestables y susceptibles a la erosión, especialmente cuando se sobrecarga por lluvias intensas o prolongadas, así como por el riego indiscriminado de cultivos de alfalfa. Este fenómeno representa un riesgo para la seguridad de las viviendas, tierras de cultivo e infraestructura importante en la zona.

Uno de los riesgos asociados a estos deslizamientos es la posible obstrucción del cauce del río Huachecsa, cuyo desembalse violento podría generar un flujo de detritos (aluvión o huaico) que afectaría la localidad de Chavín de Huántar y su centro arqueológico, uno de los sitios más importantes de la historia peruana, ubicado a unos 2,5 km al noreste de Nunupata.

1. Introducción

El deslizamiento de Nunupata se localiza en la Cordillera Occidental, al sureste de la Cordillera Blanca. Localmente, se ubica en la margen derecha del río Huachecsa, a 2,5 km al suroeste de la localidad de Chavín de Huántar, provincia de Huari, departamento de Áncash, centro-norte del país, a 105 km de la capital del Perú (fig. 1).

Las áreas superficiales situadas por encima del centro poblado de Nunupata presentan una red de drenajes que fluye predominantemente hacia el río Huachecsa. Este patrón de drenaje, combinado con la presencia de riego indiscriminado de cultivos de alfalfa, sugiere que, durante periodos de lluvias intensas o prolongadas, la sobrecarga del terreno podría generar una mayor inestabilidad en la ladera norte de Nunupata y, por ende, un aumento en el peligro por deslizamientos.



◀ Figura.1. Mapa de ubicación del centro poblado Nunupata, al suroeste de la localidad de Chavín de Huántar, provincia de Huari, departamento de Áncash.

El análisis de estos fenómenos es fundamental para diseñar estrategias de intervención que permitan mitigar el impacto de los deslizamientos, protegiendo tanto a la población local como al invaluable patrimonio cultural de la región.

2. Contexto geológico-estructural

2.1. Contexto geológico

El deslizamiento de Nunupata involucra principalmente depósitos coluvio-deluviales compuestos por fragmentos de roca de origen sedimentario, de formas angulosas a subangulosas, con diámetros que varían entre 0,02 y 0,17 m, representando el 15 % del depósito. Estos fragmentos están envueltos en una matriz de arenas medias a gruesas (35 %) con contenido de limos (45 %) y un ligero porcentaje de arcillas (5 %). En conjunto, conforman un espesor aproximado de 35 m, según los resultados obtenidos de ensayos de tomografía eléctrica.

Estos suelos se presentan medianamente consolidados, de estructura masiva y plasticidad baja. Se consideran inestables y fácilmente erosionables, lo que aumenta la susceptibilidad a movimientos en masa. Además, la sobresaturación de estos suelos, causada por lluvias intensas de corta duración o lluvias prolongadas, junto con el riego indiscriminado de cultivos, ha generado la reactivación del deslizamiento.

En el lado sur de Nunupata aflora una secuencia sedimentaria cretácica correspondiente a la Formación Carhuaz (Cobbing 1996), dispuesta en dirección suroeste, con una inclinación de 65° NE en el flanco derecho y de 35° NE en la parte superior. La litología predominante está compuesta por areniscas de grano fino a medio, de colores gris blanquecino y verdoso, intercaladas con lutitas y limolitas, que forman niveles irregulares con espesores que varían de 0,10 m a 1,2 m. Además, se observa la presencia de óxidos y surgencias de agua. El substrato rocoso en este afloramiento presenta una resistencia media a la compresión simple, alto grado de fracturamiento, con tres familias de discontinuidades, y está moderadamente meteorizado.

2.2. Contexto estructural

La deformación tectónica corresponde a un ambiente compresivo con dirección O-E. Se evidencia la presencia de plegamientos (anticlinales y sinclinales), lineamientos, fallas y la zona de contacto entre las formaciones geológicas, que en conjunto han condicionado el intenso fracturamiento de las rocas, dando origen a deslizamientos (Zavala 2011).

Además, aproximadamente a 18 km al oeste del deslizamiento de Nunupata se encuentra la falla geológica activa de la Cordillera Blanca, que se extiende a lo largo de 220 km entre los poblados de Corongo y Chiquián. Esta falla corta depósitos cuaternarios recientes como morrenas glaciares lo cual demuestra una intensa actividad y que probablemente sea un factor desencadenante de deslizamientos en la zona de estudio.

3. Contexto hidrogeológico

El centro poblado de Nunupata se encuentra emplazado, desde el punto de vista hidrogeológico, sobre un acuífero poroso no consolidado (APNC-cd). Aunque el depósito tiene un es-

pesor de 35 m, está ubicado en una zona de pendientes pronunciadas, lo que incrementa la susceptibilidad a la ocurrencia de deslizamientos.

Esta unidad (APNC-cd), al entrar en contacto con el agua, se sobresatura, lo que genera pequeños movimientos y grietas en el terreno a través de las cuales el agua circula. Durante las épocas de avenidas (diciembre-abril), el agua llega a surgir en superficie en forma de manantiales, con caudales considerables. Sin embargo, durante la temporada de estiaje (mayo-octubre), estos manantiales no presentan flujo de agua. Este comportamiento hidrogeológico contribuye a la inestabilidad del terreno, especialmente cuando las aguas subterráneas emergen en la superficie (Ingemmet 2023).

El flujo de agua superficial está condicionado por la pendiente del terreno, representadas con flechas de color azul (fig. 2). La escorrentía se concentra principalmente en el área del APNC-cd, especialmente desde las proximidades del acuífero fisurado sedimentario hasta el río Huachecsa. En esta zona, dos de los ocho manantiales identificados emergen en el cuerpo del deslizamiento activo de Nunupata, contribuyendo a la saturación del terreno y aumentando el peligro de movimientos en masa. Esta dinámica hidráulica juega un papel clave en la inestabilidad de la zona, especialmente durante lluvias intensas.

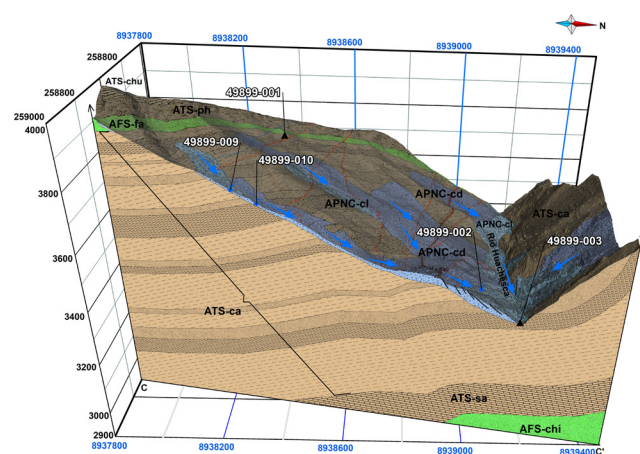


Figura 2. Modelo hidrogeológico conceptual del centro poblado de Nunupata.

4. Metodología

Para los objetivos de este trabajo, se realizaron estudios detallados en campo que incluyeron un levantamiento fotogramétrico con dron, cubriendo la superficie del deslizamiento. Este levantamiento permitió la caracterización precisa de las unidades litológicas, geomorfológicas e hidrogeológicas de la zona. Además, se llevó a cabo la caracterización geomecánica de suelos y rocas, complementada con la aplicación de métodos geofísicos, como la tomografía eléctrica, para obtener información más detallada sobre las condiciones del subsuelo.

Con el uso de softwares especializados como *Slide v2* y *ArcGIS* se analizó la estabilidad de taludes, tanto en condiciones

estáticas y pseudo-estáticas. Asimismo, se incluyó el análisis con filtración de agua al subsuelo de elementos finitos, tanto para condiciones de estado estacionarias como transitorias, por ello se tomaron los datos de caudales de los aspersores usados en el C.P. Nunupata.

Por último, se utilizó el software *RAMMS*, para modelar flujo de detritos (*Debris Flow*), tomando como base la cartografía geológica - geodinámica, donde se estableció al material coluvio deluvial susceptible a desprenderse (~ 812 mil m³) en caso de una posible reactivación del deslizamiento de Nunupata. El modelado consideró un volumen de embalsamiento de aproximadamente 45 mil m³, con un dique de 20 m de altura, lo que permite evaluar el comportamiento del flujo de detritos y los posibles impactos en el centro arqueológico de Chavin de Huántar y áreas circundantes.

5. Resultados

El deslizamiento de Nunupata es de tipo rotacional; abarcando un área de ~ 2,0 ha. Presenta una corona de forma semicircular-elongada de 145 m de longitud, con un ancho promedio de 100 m en la zona media y una distancia entre la corona y pie del deslizamiento de 186 m (fig. 3). En el año 2022 (Ingemmet 2022), el escarpe del deslizamiento tenía una altura de 5 m, mientras que en junio de 2024 se midió un escarpe de 7 m, lo que indica un aumento en la actividad del deslizamiento y una mayor inestabilidad en la zona. Esta evolución resalta la necesidad de un monitoreo continuo para prevenir posibles impactos.

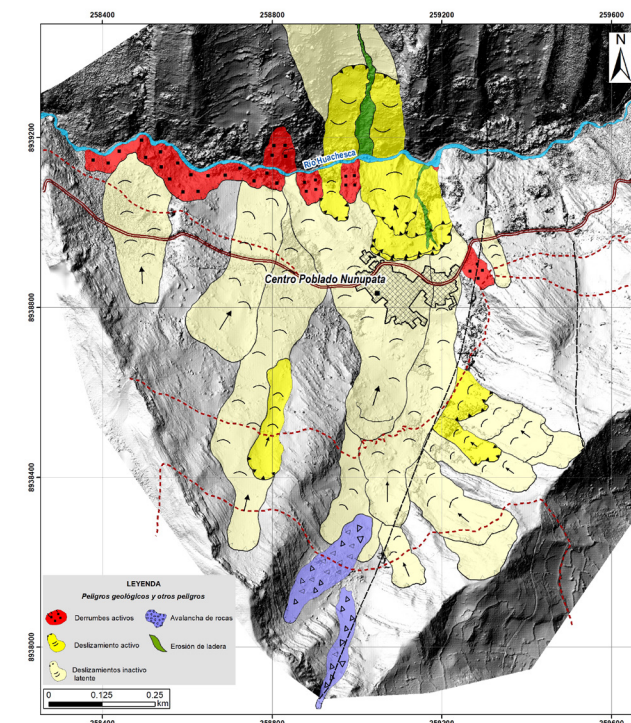


Figura 3. Cartografía de peligros geológicos del centro poblado Nunupata.

En la actualidad el deslizamiento se encuentra activo y latente, evidenciado por los múltiples agrietamientos longitudinales que se observan en la zona posterior a la corona,

con aperturas de 20 cm en promedio y longitudes continuas de hasta 70 cm. Además, se observan grietas en el cuerpo del deslizamiento, lo que indica una continua actividad y desplazamiento del material.

El movimiento del deslizamiento se produce en dirección al río Huachecsa, transportando materiales provenientes del antiguo deslizamiento. Estos materiales están compuestos por bloques, cantos, grava, gravilla, arenas, limo y contenido de arcilla, con una compacidad media-densa y una saturación moderada.

La causa principal de la inestabilidad de la ladera es la presencia de agua en el subsuelo, que proviene tanto de la infiltración de precipitaciones pluviales como del riego por aspersión indiscriminado de los cultivos de alfalfa, que se riegan de manera permanente. La presencia de manantiales en la zona es un indicativo claro de la sobresaturación del terreno. Además, contribuyen a esta inestabilidad la fuerte a muy fuerte pendiente de la ladera (entre 25° y 45°) y la erosión fluvial ocasionada por el río Huachecsa en su margen derecha.

La evolución de las redes de flujo, considerando la infiltración de agua en el terreno debido al aumento de la capacidad de los aspersores utilizados en los campos de cultivo, ha generado caudales que varían entre 0,3 l/s y 1,5 l/s. Este incremento en el caudal contribuye a la sobresaturación del terreno, favoreciendo la inestabilidad de las laderas y aumentando el peligro de deslizamientos, especialmente en áreas de pendiente pronunciada.

De acuerdo con los resultados de análisis de estabilidad en condiciones estáticas y conforme se infiltra agua en el terreno, resulta valores de 0,7 a 1,0 (fig. 4). Para escenarios pseudo-estáticos, es decir si sucediera un sismo, se obtuvieron factores de seguridad entre 0,5 a 0,8.

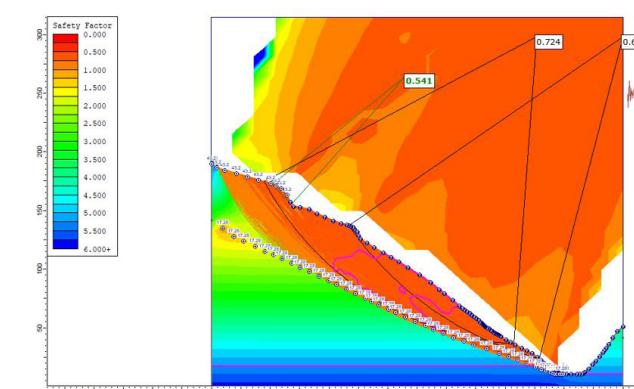


Figura 4. Modelamiento geotécnico que considera el nivel freático (NF) y un caudal de aspersor de 0,5 l/s que equivale a 43,2 m³/día en superficie.

La simulación de flujo de detritos, resultante de un posible desembalse violento debido al represamiento causado por la reactivación del deslizamiento de Nunupata, muestra las zonas que se verían afectadas. Además, en este escenario se observan que, a medida que el flujo avanza, erosiona el lecho del río Huachecsa, especialmente en la zona media, donde se incrementa tanto el volumen como la altura del flujo de detritos (Ingemmet 2023).

En la parte final, el flujo de detritos ingresaría al pueblo de Chavín de Huántar, afectando principalmente la calle 17 de enero y las viviendas cercanas al cauce del río. Además, parte del flujo podría ingresar al área más baja del centro arqueológico de Chavín de Huántar, lo que pondría en riesgo este importante patrimonio cultural del Perú. Finalmente, el flujo continuaría su recorrido hasta la confluencia con el río Mosna. Se estima que aproximadamente 24 hectáreas serían afectadas por este evento, lo que resalta el impacto que causaría en la infraestructura local y el patrimonio arqueológico.

Este modelo fue validado utilizando información obtenida de eventos históricos que afectaron la localidad de Chavín de Huántar en los años 1930 y 1945 (Fidel B. y Valenzuela G. 1998). La comparación de los resultados del modelo con los eventos pasados permitió corroborar la precisión de la simulación, asegurando que el flujo de detritos en caso de una reactivación del deslizamiento de Nunupata podría tener un impacto similar al de los desastres históricos (fig. 5).

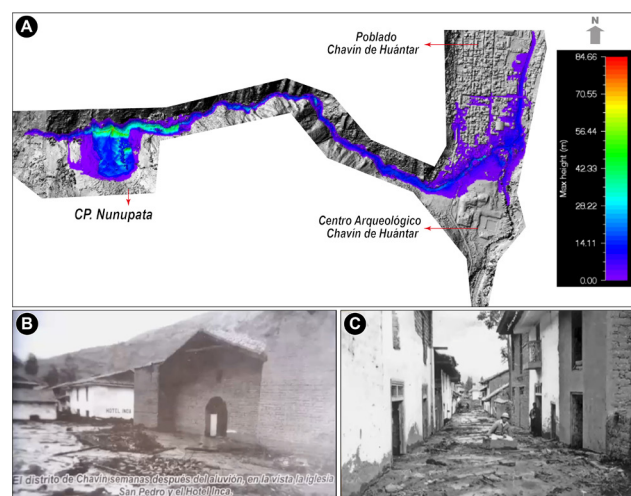


Figura 5. A: Alturas de flujo reportados por el modelo RAMMS-Debris Flow. B y C: Evidencia del aluvión que descendió desde el nevado Huantsan y llegó a inundar el poblado de Chavín de Huántar y centro arqueológico del mismo nombre.

6. Conclusiones

El centro poblado de Nunupata se encuentra asentado sobre el cuerpo de un deslizamiento, con un volumen de ~812 mil m³. Este depósito está compuesto por arenas limosas, de estructura masiva, medianamente consolidadas y plasticidad baja. Son considerados suelos inestables, fácilmente erosionables que, aunado a la pendiente pronunciada de la ladera, han condicionado la reactivación del deslizamiento de Nunupata.

El desplazamiento de toda la masa del deslizamiento podría ocasionar el represamiento del cauce del río Huachecsa, lo que generaría un posible desembalse violento. Este evento podría afectar a las viviendas de la zona urbana de Chavín de Huántar y al Centro Arqueológico de Chavín de Huántar, un importante sitio turístico de la región Ancash, ubicado aproximadamente a 2,5 km al noreste del centro poblado de Nunupata.

Se considera que el uso inadecuado del riego por aspersión en los terrenos de cultivo de alfalfa, ubicados en el cuerpo y áreas adyacentes del deslizamiento de Nunupata, está con-

tribuyendo a una mayor saturación y humedecimiento del terreno. Esta sobrecarga hídrica acelera la reactivación del deslizamiento, incrementando la inestabilidad de la ladera. El riego excesivo y no controlado favorece la infiltración de agua, lo que debilita la cohesión del suelo y aumenta la probabilidad de deslizamientos.

En el contexto hidrogeológico, se evidencia el peligro en el que se encuentra el C.P. de Nunupata, al estar emplazado sobre una capa de un Acuífero Poroso no consolidado (APNC), saturado por la presencia de agua. Asimismo, la unidad de Acuitardo sedimentario se comporta como una barrera para el flujo del agua, acelerando la saturación del APNC. Esto conlleva a tener un control de los flujos superficiales, tanto de la precipitación, los manantiales y el agua que se utiliza en la agricultura.

A partir del análisis de “Steady state groundwater” y “Slope Stability” en condiciones estático y pseudo estático, se obtuvieron los siguientes resultados de factor de seguridad (FS) para diferentes caudales:

Caudal	Actual	25,92 m ³ /día	43,20 m ³ /día	69,12 m ³ /día	86,40 m ³ /día	129,6 m ³ /día	
Factor de seguridad (F.S.)	Estático	1,01	0,88	0,87	0,89	0,84	0,82
	Pseudo-estático	0,82	0,75	0,72	0,71	0,69	0,59

Los resultados obtenidos del modelamiento con el software RAMMS-Debris flow, muestran que el flujo ingresaría al pueblo de Chavín de Huántar, afectando principalmente la calle 17 de enero y las viviendas ubicadas próximas al cauce del río Huachecsa. Asimismo, parte del flujo ingresa al área baja del centro arqueológico de Chavín de Huántar, afectando posiblemente 24 ha, para luego continuar su recorrido hasta la confluencia con el río Mosna.

El factor principal que genera la inestabilidad de las laderas viene a ser el agua producto de las precipitaciones pluviales estacionales intensas y/o prolongadas (entre diciembre a abril), y a ello se suma la presencia de manantiales y la sobresaturación de los terrenos por el riego excesivo de cultivos. Asimismo, la erosión fluvial provocada por el río Huachecsa, incrementa la inestabilidad y la formación de nuevos procesos de movimientos en masa.

7. Referencias

- Cobbing EJ, Sánchez A, Martínez W y Zárate H (1996) Geología de los cuadrángulos de Huaraz, Recuay, La Unión, Chiquián y Yanahuanca. Hojas: 20-h, 20-i, 20-j, 21-i, 21-j. Ingemmet, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 76, pp. 297.
- Ingemmet. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico (2022). Evaluación de peligros geológicos por deslizamiento en el centro poblado de Nunupata. Distrito Chavín de Huántar, provincia Huari, departamento Ancash. Lima: Ingemmet, Informe Técnico A7312, pp. 46.
- Ingemmet. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Dirección de Geología Ambiental y Riesgo Geológico (2023). Evaluación ingeniero geológico en el centro poblado Nunupata. Distrito Chavín de Huántar, provincia Huari, departamento Ancash. Lima: Ingemmet, Informe Técnico A7423, pp. 106.
- Fidel, B & Valenzuela, G. (1998) – Movimientos en masa en la cuenca del río Huachecsa. Primer reporte. Lima: INGEMMET, pp. 42.
- Zavala, B. (2011) - Boletín N° 44, serie C, “Riesgos geológicos en la región Ancash.

Prevención y manejo de desastres de deslizamiento y eventos relacionados, con participación comunitaria, en el municipio de Tamboril, República Dominicana

Jesús Rodríguez Reyes (ORCID: 0000-0003-1161-3112)

Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana (SGNRD), Avenida Winston Churchill No. 75, Edificio “J. F. Martínez”, 3er Piso, Ensanche Piantini, Distrito Nacional, Santo Domingo, República Dominicana

Correo de contacto: jrodriguez@sgn.gob.do

Palabras claves: deslizamientos, tamboril, desastres, vulnerabilidad, SGNRD

Resumen

El Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana (SGNRD), como organismo encargado de producir información actualizada sobre las características geológicas básicas del territorio nacional, es una de las instituciones integrada al Sistema Nacional de Prevención, Mitigación y Respuesta como instancia de la Comisión Nacional de Emergencias. Es responsable de la identificación y el establecimiento de directrices para la protección, prevención, mitigación y estudio de las amenazas generadas por los procesos geológicos, así como el trabajo para el desarrollo económico, social y cultural de la República Dominicana. Como fruto del entrenamiento denominado “Manejo de Desastres de Deslizamientos de Tierra y los Desastres Relacionados con los Sedimentos (provocados por las fuertes lluvias, terremotos y la actividad volcánica)”, ofrecido a dos ingenieros del SGNRD por la Agencia Internacional de Cooperación del Japón (JICA), se aplicó en el país el plan de acción realizado durante dicho entrenamiento. Es así como, con el financiamiento de la JICA, se llevó a cabo el proyecto denominado “Prevención y Manejo de Desastres de Deslizamiento y eventos relacionados, con participación comunitaria, en el Municipio de Tamboril, (Carlos Díaz y Amaceyes), Provincia Santiago, República Dominicana”.

1. Introducción

La isla La Española, debido a su ubicación geográfica, es frecuentemente afectada por numerosos eventos hidrometeorológicos y por una alta actividad sísmica, que derivan en efectos secundarios, tales como deslizamientos, derrubios, caídas de bloques, inundaciones, subsidencias, etc. Estos eventos se presentan cada vez con mayor intensidad, y con una tendencia futura a seguir incrementándose, producto de las consecuencias del cambio climático (MEPyD 2012)

En concreto, los desastres ocasionados por movimientos de masas generan grandes daños en diversas zonas de todo el territorio nacional, es por eso que el Servicio Geológico Nacional (SGN) identifica y establece directrices para la protección, prevención y mitigación ante estos procesos geológicos (CNRD 2002).

La región en la cual se desarrolla el estudio es históricamente conocida por tener una alta susceptibilidad a los movimientos de ladera. En el año 1981 ocurrió uno de los deslizamientos que provocó daños a la vía que comunica a Carlos Díaz con Los Amaceyes. Posteriormente, en el año 2005 se produjo una vez más un deslizamiento debido a fuertes lluvias. Nuevamente en 2009 detonó otro deslizamiento, que generó numerosos daños en la escuela y en algunas viviendas del área.

Producto de este último evento, y por orden del presidente de la Comisión Nacional de Emergencia, mediante el memorándum con fecha del 16 de febrero de 2009, se creó un Equipo Técnico con carácter de emergencia, con la finalidad de elaborar un informe sobre la evaluación de las zonas de deslizamientos ocurridos en el poblado Carlos Díaz (Tamboril) – Amaceyes y los poblados aledaños a la zona. La comisión estuvo integrada por representantes de la Subsecretaría de Obras Públicas y Comunicaciones (actualmente Ministerio de Obras Públicas y Comunicaciones, MOPC), del Servicio Geológico Nacional de la Dirección General de Minería (actualmente institución estatal descentralizada con autonomía funcional, SGN), del Instituto Sismológico de la UASD (Actualmente Centro Nacional de Sismología), de la Oficina Nacional de Evaluación Sísmica y Vulnerabilidad de Infraestructura y Edificaciones (ONESVIE) y de la Comisión Nacional de Emergencia, (CNE).

Otro factor muy influyente en la realización de este tipo de estudio es la sismicidad en la República Dominicana. Una de las principales fuentes sísmicas dentro del país se localiza en la falla septentrional (FS). La ciudad de Santiago se sitúa a escasos kilómetros al sur de esta falla, y junto con todos sus municipios se considera zona de alto riesgo sísmico, clasificándola dentro de la zona I, según el Reglamento sísmico R-001 del país (MOVIMONDO et al. 2004).

Basado en lo anterior, el objetivo general del proyecto fue elaborar un plan de acción a partir de un estudio de riesgos en el área de Tamboril y sus comunidades de Carlos Díaz y Amaceyes, afectada por la amenaza, vulnerabilidad y nivel de exposición por deslizamientos.

2. Área de Estudio

El proyecto “Prevención y Manejo de Desastres de Deslizamiento y eventos relacionados, con participación comunitaria, en el Municipio de Tamboril, (Carlos Díaz y Amaceyes), Provincia Santiago, República Dominicana” comprende la hoja geológica de Santiago de los Caballeros (6074-II). Esta hoja está ubicada en el sector norte de la República Dominicana (fig. 1), aproximadamente a 145 km en línea recta al NO desde la capital, Santo Domingo, y 150 km por la autopista

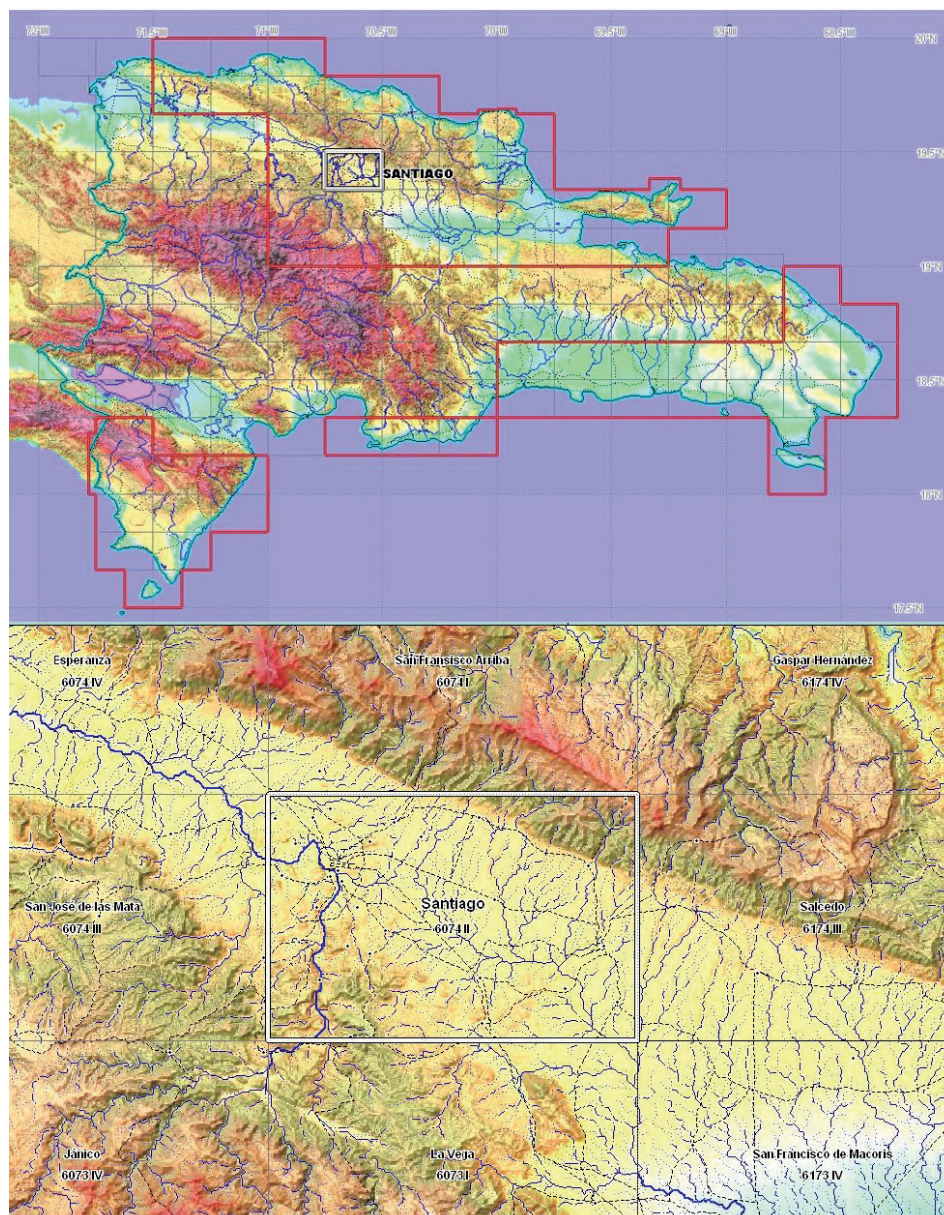


Figura 1. Ubicación de la Hoja Santiago de los Caballeros (6074-II) y San Francisco Arriba (6074I) con las hojas adyacentes. Fuente: Memoria Geológica Servicio Geológico Nacional

Duarte. Dentro de esta hoja el objeto de estudio fue el distrito municipal Canca La Piedra perteneciente al municipio de Tamboril, ubicado este último en el sector oeste y norte de la hoja.

3. Objetivos del Proyecto

3.1. Objetivo General

Elaborar con este plan de acción un estudio de Riesgos del área de Tamboril y sus comunidades de Carlos Díaz y Amaceyes compuesto por la amenaza, vulnerabilidad y nivel de exposición por deslizamientos.

3.2. Objetivos específicos

- Desarrollar una metodología para la evaluación de los movimientos de masas (deslizamientos, derrumbes y otros) para ser aplicado a nivel nacional y local.

- Desarrollar un inventario de los tipos de movimientos de masa como deslizamientos, derrumbes, caída de rocas y flujos de lodos del área de Tamboril, Carlos Díaz y Amaceyes.
- Identificar las áreas afectadas por deslizamientos y/o otros procesos gravitacionales (derrumbes, hundimientos, desprendimientos, etc.).
- Elaborar mapas geocientíficos que apoyen al planeamiento y ordenación del territorio tales como mapas geológicos, geomorfológicos, mapa de amenaza, vulnerabilidad y riesgos.
- Contribuir a la educación de las comunidades en términos del manejo y prevención de los desastres.
- Acciones de apoyo al Plan Nacional de reducción de riesgos sísmicos y por deslizamientos para el municipio Tamboril.

3.3. Objetivos del Estudio en el Marco de la Estrategia Nacional de Desarrollo (E.N.D.)

- Desarrollar un eficaz sistema nacional de gestión integral de los riesgos, con activa participación de las comunidades y gobiernos locales, que minimice los daños y posibilite la recuperación rápida y sostenible de las áreas y poblaciones afectadas.
- Reducir la disparidad urbano-rural e interregional en el acceso a servicios y oportunidades económicas, mediante la promoción de un desarrollo territorial ordenado e inclusivo.
- Integrar la dimensión de la cohesión territorial en el diseño y la gestión de las políticas públicas.
- Promover el desarrollo sostenible de zonas deprimidas.
- Facilitar el acceso de la población a viviendas económicas, seguras y dignas, con seguridad jurídica y en asentamientos humanos sostenibles, socialmente integrados, que cumplan con los criterios de adecuada gestión de riesgos y accesibilidad universal para las personas con discapacidad físico-motora.
- Consolidar un entorno adecuado que incentive la inversión para el desarrollo sostenible del sector agropecuario.
- Reducir la vulnerabilidad, avanzar en la adaptación a los efectos del cambio climático y contribuir a la mitigación de sus causas.

3.4. Análisis de la amenaza a movimientos en masa

Las elevadas pendientes existentes en la Cordillera Septentrional han originado depósitos de origen gravitacional. Se han formado gran cantidad de deslizamientos, quedando marcadas sus cicatrices de despegue (Hoja Geomorfológica 6074 2011). También se han formado, aunque con menor importancia, a los pies de la Cordillera Central, área que queda reducida a una cubierta de coluviones en las inmediaciones de la llanura de inundación de la Cañada de Mena, en el oeste de la Hoja, así como la presencia de varios deslizamientos.



Figura 2. Vistas del deslizamiento en los viales en la zona de estudio.

La actividad de carácter gravitacional es mucho menor en la Cordillera Central. Esta región históricamente ha registrado la ocurrencia de deslizamientos según datos anteriormente conocidos. El caso de la población de Carlos Díaz sirve como ejemplo.

El poblado de Carlos Díaz sección del municipio de Tamboril, se ubica a unos 6 km de este, en la provincia de Santiago de los Caballeros. El área afectada comprende el poblado y sus alrededores, hasta las proximidades de Los Amaceyes, ocupando una superficie aproximada de 5,5 km². Un informe del año 1981, tras la ocurrencia de una vaguada estacionaria, se reactivó uno de los deslizamientos provocando daños a la vía que comunica a Carlos Díaz con Los Amaceyes. Posteriormente, en 2005, se produjeron lluvias intensas que activaron una vez más el deslizamiento (Esquema Hidrogeológico 6074-II 2011).

La oficina ONESVIE de Santiago de los Caballeros había informado de los daños y afectaciones que estaban sufriendo algunas infraestructuras en el área avisando de esta forma la posible ocurrencia de un evento de esta categoría. Se reportaron daños fundamentalmente en la escuela y en algunas viviendas del área.

4. Metodología

El análisis de las amenazas del área estudio se realizó según la siguiente metodología:

- Descripción geográfica, en la que se señalan los rasgos físicos más destacables como los accidentes geográficos (sierras, ríos, llanuras, entre otros), los parámetros climáticos generales y los principales rasgos socioeconómicos.
- Análisis morfológico, en el que se trata el relieve explicando las distintas formas de este, agrupándolas en función del proceso geomorfológico responsable de su origen (estructural, gravitacional, fluvial, etc.).
- Estudio de las formaciones superficiales, es decir, de las formas deposicionales, haciendo hincapié en su litología, espesor y cronología, agrupadas igualmente en función de su agente responsable (Hoja Geológica 6074-II 2011).

Procesos activos susceptibles de constituir riesgo geológico, resultado de la potencial funcionalidad de diversos fenómenos geodinámicos, la mayoría testimoniados por diversas formas de la superficie terrestre.

Con esta metodología se obtuvieron valores de peligrosidad, vulnerabilidad y riesgo, a partir de los cuales se establecieron las conclusiones finales.

Con el objetivo de garantizar que todas las actividades del proyecto se pudieran desarrollar correctamente, se realizaron dos reuniones de coordinación, dos talleres y el lanzamiento del Proyecto en la sección Los Amaceyes.

Con respecto a las reuniones, una tuvo lugar con el personal del Servicio Geológico Nacional de la República Dominicana (SGNRD) y otra con los comunitarios de la Junta de Vecinos de Los Amaceyes, para coordinar los preparativos para el lanzamiento del proyecto.

Los talleres se realizaron en los días 23 de septiembre y el 28 de octubre de 2015. El primero de estos fue dirigido a los estudiantes de Maestría en Gestión de Riesgos de la Universidad Autónoma de Santo Domingo (UASD) cuya finalidad principal de esta presentación fue proporcionar información sobre las herramientas necesarias para garantizar la reducción del riesgo en las distintas comunidades a nivel nacional. El segundo fue el dirigido a los estudiantes de pre grado en ingeniería civil de la Universidad Nacional Pedro Henríquez Ureña (UNPHU), con finalidad principal de esta presentación fue enseñar de forma educativa herramientas para garantizar la reducción del riesgo en las distintas comunidades a nivel nacional.

El lanzamiento del proyecto se llevó a cabo el 26 de octubre de 2016 en el Club de los Amaceyes Arriba, de la comunidad de los Amaceyes, ante la presencia de comunitarios, miembros de la Defensa Civil, entre otros.

5. Resultados

Los resultados finales del análisis de riesgo se reflejan en la matriz de riesgo (tabla 1), en la cual se listan: la vulnerabilidad, la Peligrosidad y el Riesgo, en cada uno de los Parajes, estudiados.

6. Discusión

De las Secciones analizadas, el 47,06 % tiene una susceptibilidad muy alta, lo que corresponde a una zona con una probabi-

MATRIZ DE RIESGO			
PARAJE	VULNERABILIDAD	PELIGROSIDAD	RIESGO
AMACEYES ABAJO	3	3	9
AMACEYES ARRIBA	4	4	16
ARENOSO	2	4	8
CANCA ARRIBA LA NUEVA	4	2	8
CEBORUCO	3	4	12
EL ALTO	3	4	12
GUATEMALA	4	4	16
LA BOCA DEL SONADOR	3	3	9
LA CANGREJERA	4	4	16
LA HOYA	3	3	9
LA LOMITA	3	4	12
LA PIEDRA	3	4	12
LA SABANA	4	4	16
LOS FACTORES O CARLOS DÍAZ	4	4	16
LOS RIELES	4	3	12
PALMA PICADA DE CARLOS DÍAZ	4	4	16
PALMA PICADA DE LOS AMACEYES	3	4	12

Tabla 1. Probabilidad muy alta de que ocurran movimientos de ladera en caso de sismos de magnitud importante y lluvias de intensidad alta.

lidad muy alta de que ocurran movimientos de ladera en caso de sismos de magnitud importante y lluvias de intensidad alta. En la figura 2 se detallan las Secciones con los niveles de peligrosidad, donde el resultado final es ponderado, generándose intervalos que se evalúan en cuatro categorías: Muy Alta, Alta, Moderada y Baja.

Peligrosidad	Secciones
Muy Alta	<ul style="list-style-type: none"> • Carlos Díaz • La Lometa • Licey Arriba
Alta	<ul style="list-style-type: none"> • Los Amaceyes Arriba • Nigua • Canca Abajo • Don Pedro Arriba
Moderada	<ul style="list-style-type: none"> • Canca Arriba • Boca de Maizal
Baja	<ul style="list-style-type: none"> • El cayo • Don Pedro Abajo

Figura 3. Clasificación de la peligrosidad para las diferentes secciones de la zona de estudio.

7. Conclusiones

Como conclusión, teniendo en cuenta los resultados obtenidos, se establecieron las siguientes recomendaciones:

- Instalación de sistemas de alerta temprana contra inundaciones.
- Realizar un acuerdo Institucional en el cual la Defensa Civil, institución que presta apoyo en las comunidades durante la ocurrencia de fenómenos naturales, establezca una comunicación directa con el Servicio Geológico Nacional para informar todos los movimientos en masa que ocurren en la región, con el objetivo de realizar un catálogo de eventos; que permita obtener mejores umbrales, para la determinación de los niveles de alerta.
- Desde el SGN resulta de mucho interés seguir avanzando en el conocimiento y manejo de tecnologías emergentes, como los drones, que brindan la facilidad de capturar información del territorio en un corto tiempo y con excelente nivel de detalle. La coordinación y planificación de gabinete y en campo, con la participación de los actores locales, permite agilizar y eficientizar los trabajos.
- Declarar como área protegida la Sección de Carlos Díaz, debido a su alta peligrosidad frente a deslizamientos de masas, ya que esto constituye un riesgo para los habitantes de la zona.
- Aplicar medidas de control tales como: medidas para control de movimiento en masas.
- Trabajo de remoción de tierra; especialmente en la lengua del deslizamiento, el cual emplaza el cauce del río Sonador.
- Trabajos de drenajes horizontal de aguas superficiales.
- Trabajo de drenaje de aguas subterráneas.

- Pozo de captación de aguas (superficiales y subterráneas), como medidas para retención movimiento en masas.
- Marco de armazón de acero revestido con *shotcrete*.
- Anclado del suelo en el área activa de deslizamiento y potenciales áreas de amenaza.
- Construcción de presas suelo-cemento para acumulación de flujos por sedimentos (estabilizado de materiales excavados in situ), sobre los puntos de referencias.

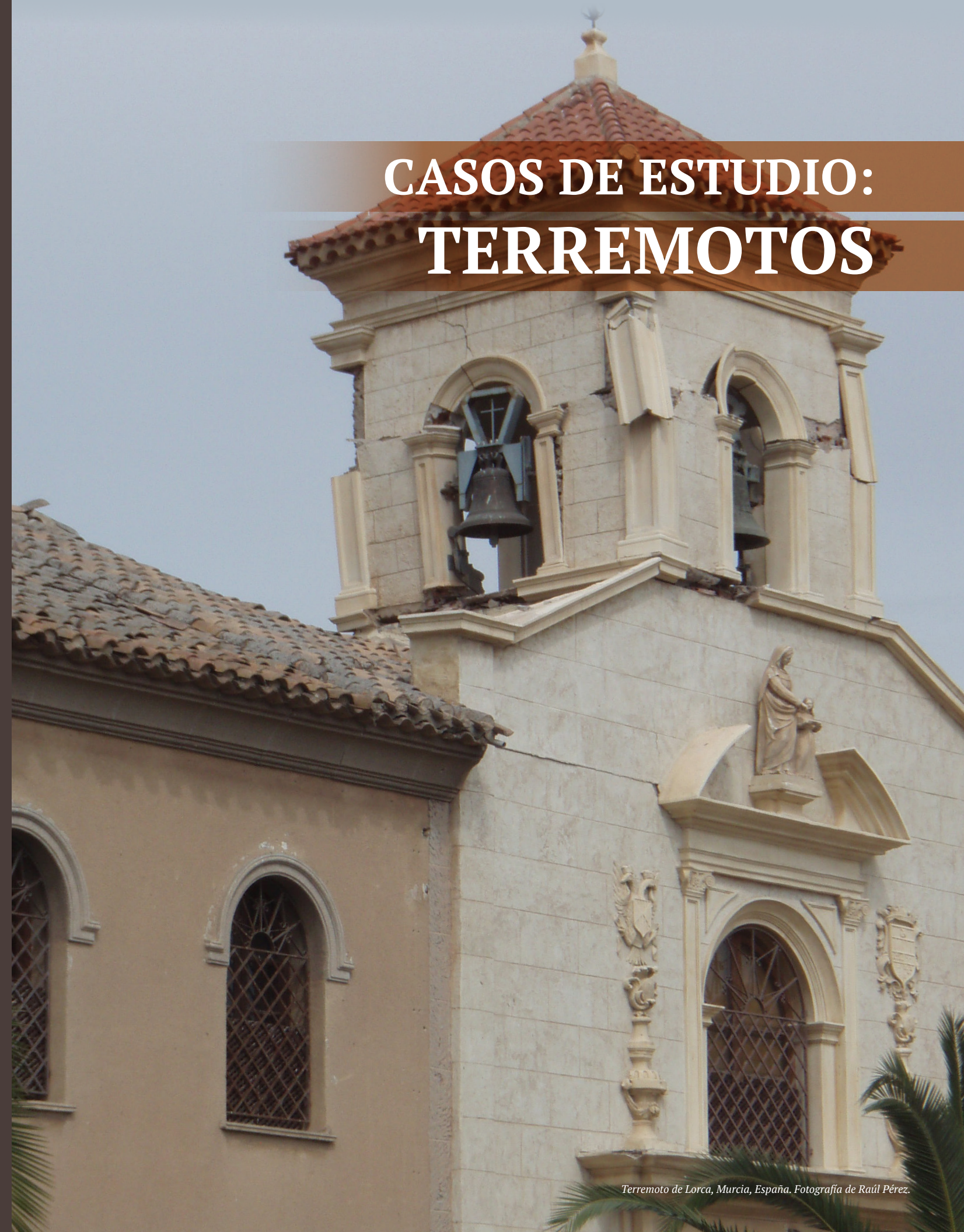
8. Agradecimientos

En este proyecto participaron los siguientes especialistas a los cuales agradecemos: Santiago J. Muñoz T., María Calzadilla R, Juana A. Suardí G., María B. Roque, Yenny A. Rodríguez E., Yesica H. Pérez A., Julio P. Bautista, Australia Ramírez G., Sandra E., José Clases, Gregorio Rosario M., Vladimir E. Guzmán, Francisco Mendoza U. y Johnny Vargas P.

9. Referencias

- CNRD. Congreso Nacional de República Dominicana. (2002). Ley No. 147-02, sobre Gestión de Riesgos. Santo Domingo, República Dominicana.
- MEPyD. Ministerio de Economía, Planificación y Desarrollo. (2012). Estrategia Nacional de Desarrollo 2030. Santo Domingo, República Dominicana.
- Esquema Hidrogeológico 6074-II (2011). Santiago de los Caballeros escala 1:50.000. SYSMIN II 2007-2010.
- Hoja Geológica 6074-II (2011) Santiago de los Caballeros (). Memoria. SYSMIN II 2007-2010.
- Hoja Geomorfológica 6074 (2011). Santiago de los Caballeros escala 1:100.000. Informe geomorfológico y procesos activos. SYSMIN II 2007-2010.
- MOVIMONDO (2004), Estudio de Amenaza Sísmica de la República Dominicana, agosto, 2004.

CASOS DE ESTUDIO: TERREMOTOS



Prologue

This book of earthquakes is dedicated to the study of seismically active zones in Iberoamerica. Among the first steps in seismology are the development of seismic networks. Indeed, **Borges et al.** Document a seismo-volcanic in the Azores Islands (Portugal) and show how the Portuguese Institute for Sea and Atmosphere (IPMA) network recorded the first earthquake on São Jorge Island (Azores, Portugal), marking the onset of a seismic swarm 700 events crisis + InSAR deformation. A comparable development of seismic stations allows **Irizarry et al.** to implement a seismic alert system in Catalonia (NE Spain) for the civil protection. The alert system provides reliable seismic information within minutes of the occurrence of a significant seismic event. In Brazil, **Costa and Ferreira** improve the building of the countrywide seismic network and the capability of recording all seismic events that allows the understanding of the regional seismic activity. The seismic network data and their improvement imply more accurate scientific studies, and an efficient response to the record of forthcoming seismic activity. In Ecuador, **Chunga** describes the seismotectonic at the boundary between Nazca and Southern America plates characterized by several large earthquakes with M_w 7.8 – 8.0 in the last century. The subduction zone generated significant seismic events and related coseismic ruptures that imply Peak Ground acceleration larger than 0.5 g. The seismotectonic background and related active faults result in the linear regressions and level of ground motion equations necessary for the seismic microzonation. In Colombia, **Garcia et al.** emphasize how the study of specific shallow and moderate seismic events provides wealth of data on the crustal earthquake activity in Colombia. Intensity distribution, seismograms and strong motion records of the 17 August 2023 earthquake with M_w 6.1 document the frontal thrust fault system that affect the eastern Andean Cordillera. **Arango et al.** document the analysis of seismic activity and related vulnerability in the southeastern region of Cuba. The seismicity is associated with moderate to large earthquakes (up to M_w 7.7) and their east-west trending left-lateral strike-slip mechanisms along the Fault Oriente and related plate boundary. The study also focuses on the 10 November 2024 earthquake with M_w 6.7 (intensity VIII in EMS98), its foreshock with M_w 5.8 on the same day, and the M_w 6.1 main aftershock on 23 December. **Mayordomo et al.** presents a methodology for the identification and characterization of

seismogenic sources used for the geodynamical and geomorphological constrain of fault zones and related seismic hazard assessment along the oriental cordillera mountain front in eastern Colombia. The study includes the identification of active faults and paleoseismic trenching with isotopic dating (radiocarbon and OSL) of 64 samples. This work results from the multidisciplinary collaboration between the Geological Survey of Colombia and the Geological and Mining Institute of Spain, with the support of the French Institute of Earth and Environment of Grenoble. **Ressurreição et al.** select two main sites of destructive earthquakes and associated active faults in the Tagus Valley and Algarve region of Portugal. The seismogenic sources are identified together with geological and underground geophysical investigations, including soil classification necessary for the seismic hazard assessment in Portugal Mainland. The study of seismic activity in different tectonic environments has always been a challenge. The record of interplate and intraplate active deformation in Europe and Latin America provides the necessary data that shows the nature and characteristics, size, frequency, return period and seismicity distribution in space and time (Johnston, 1996; Borges et al., 2001). However, the seismotectonics of active regions often depend on the accuracy of earthquake location and the adequate computation of earthquake parameters (Colmenares and Zoback, 2003; Scholz, 2010). The recently increasing number of seismic and strong motion stations contributes to the relevant estimate of earthquake parameters and related modelling of seismic sources.

This special issue is a contribution of the Geological Hazards Expert Group of the Association of Geological and Mining Surveys of Latin America (ASGMI).



M. MEGHRAOUI
Cg.

Emeritus Prof. Mustapha MEGHRAOUI
Physicien - Earthquake Geologist
Founding Member of the Algerian Academy of Science and Technology
ExCom Member & ex-President of the African Seis-mological Commission
University of Strasbourg

Monitoramento Sísmico no Brasil

Iago Sousa Lima Costa (ORCID: 0000-0002-3721-8957),
Marcos Vinicius Ferreira (ORCID: 0000-0001-5213-0825)

SGB - Geological Survey of Brazil. SBN, Quadra 02, Bloco H, 2º Andar, Distrito Federal, Brasília, Brazil, CEP: 70040-904.

Correio de contato: iago.costa@sgb.gov.br

Palavras chave: terremotos no Brasil, Rede Sismográfica Brasileira, Serviço Geológico do Brasil, sismicidade induzida, monitoramento

Resumo

O Brasil, apesar de sua baixa sismicidade, necessita de monitoramento sísmico contínuo para garantir a segurança e a pesquisa científica. A Rede Sismográfica Brasileira (RSBR), composta por diversas instituições de pesquisa, desempenha um papel crucial nesse monitoramento, fornecendo dados essenciais tanto para a comunidade científica quanto para a sociedade civil. A RSBR não apenas aumentou a capacidade de detecção de eventos sísmicos, mas também ampliou o conjunto de dados disponíveis, permitindo uma compreensão mais profunda das zonas sísmicas do país. A continuidade do financiamento e a colaboração entre as instituições são fundamentais para a manutenção e o aprimoramento da RSBR, assegurando um desenvolvimento científico robusto e uma resposta eficaz a futuros eventos sísmicos.

1. Introdução

É evidente que comparado a outros países próximos a regiões limítrofes de placas tectônicas, o Brasil teve uma história modesta na evolução do seu monitoramento sísmico. Infelizmente, não é raro acontecerem eventos sísmicos em regiões diversas do mundo que ocasionem danos severos ao local, bem como vítimas fatais.

Felizmente, o Brasil, por se tratar de um país localizado no meio de uma placa tectônica e ausente de falhas intraplaca com grande movimentação, não é reconhecido como um país de intensa atividade sísmica. Este entendimento se reflete na população do país, onde boa parte entende o Brasil como um território onde não acontecem terremotos. Apesar dessa percepção, o monitoramento sísmico no Brasil é de extrema importância.

Embora os eventos sísmicos sejam menos frequentes e geralmente de menor magnitude, eles podem ocorrer e causar impactos localizados, especialmente em regiões com infraestrutura vulnerável. Além disso, a coleta de dados sísmicos é fundamental para a pesquisa científica, permitindo uma melhor compreensão da geodinâmica da região, a identificação de padrões de atividade sísmica e o desenvolvimento de medidas preventivas. Assim, o fortalecimento do monitoramento sísmico é crucial para garantir a segurança e a resiliência das comunidades frente a possíveis eventos sísmicos.

2. Histórico do monitoramento Sísmico no Brasil

O primeiro registro de atividade sísmica no Brasil que se conhece aconteceu em 1724 na cidade de Salvador, Bahia.

Em 1811 ocorreu um terremoto em Pernambuco, o qual foi sentido em diversas cidades como Olinda e Recife. Este evento foi reportado em 1860 ao Instituto Histórico Geográfico e Etnográfico pelo próprio imperador da época, o Imperador Dom Pedro II. Em 1910, John Casper Branner publicou um trabalho denominado “Terremotos no Brasil” na *Bulletin of the Seismological Society of America*, onde chamou atenção para o fato de que há ocorrência de terremotos no Brasil, mesmo que com menor frequência que em outros países (Nascimento et al. 2023). O sismo com maior magnitude registrado no Brasil aconteceu em 1955 no estado do Mato Grosso, com magnitude de 6,6 M_p .

Recentemente, em 2022, um sismo de magnitude 6,5 foi registrado no estado do Acre, destacando a potencial atividade sísmica da região amazônica. Nesta área, é relativamente comum a ocorrência de sismos com magnitudes superiores a 4,0 M_p . No entanto, esses eventos geralmente estão associados ao processo de subducção da placa de Nazca, o que posiciona os epicentros a cerca de 600 km de profundidade. Essa profundidade significativa torna os sismos, em sua maioria, pouco perceptíveis na superfície, minimizando os impactos diretos sobre as comunidades locais.

Embora sismos de grandes magnitudes e profundidades ocorram no Brasil, o evento sísmico de maior repercussão no país foi registrado em João Câmara, no rio Grande do Norte. Esse sismo, ocorrido em 30 de novembro de 1986, atingiu a magnitude de 5,1 M_p e foi seguido por uma série de tremores menores nos anos subsequentes. A sequência sísmica resultante causou grande preocupação entre os moradores, levando a uma significativa movimentação populacional e à

adaptação das construções na região para melhor resistir a futuros eventos sísmicos dessa natureza.

O pioneirismo no monitoramento sísmico no Brasil teve início com o Observatório Nacional (ON), que instalou o primeiro sismógrafo em 1892 (Fontes et al. 2023). Após diversas iniciativas, principalmente após a década de 1960, quatro grupos de sismologia se consolidaram no Brasil: o próprio ON, Universidade de Brasília (UnB), Universidade de São Paulo (USP) e Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Embora essas instituições compartilhem dados e colaborem no monitoramento da atividade sísmica em todo o território nacional, cada uma desenvolve projetos específicos focados tanto na sismicidade natural quanto na induzida (Bianchi et al. 2018).

3. A Rede Sismográfica Brasileira (RSBR)

Um grande passo para o monitoramento sísmico eficaz e consolidação da sismologia no Brasil foi a implementação da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR). Inicialmente financiada pela PETROBRAS entre 2008 e 2014, a RSBR contou, a partir de 2015, com o apoio do Serviço Geológico do Brasil (SGB), que assumiu o papel de principal parceiro e financiador até 2020, e novamente a partir de 2023. Embora o SGB forneça

uma parte substancial dos recursos necessários para a manutenção da rede, a RSBR também se beneficia de projetos de pesquisa e desenvolvimento (P&D) e de recursos próprios, garantindo sua operação contínua e eficiente (Fontes et al. 2023).

Atualmente, a RSBR opera aproximadamente 100 estações sismográficas distribuídas pelo país (fig. 1). Dessas, 33 são geridas pela USP, 20 pelo Observatório Nacional (ON), 20 pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) e 26 pela Universidade de Brasília (UnB). Com essa configuração, a RSBR consegue detectar sismos de magnitude superior a 3,0 na maior parte do território brasileiro, e até mesmo eventos de magnitude 2,0 em áreas específicas. A exceção fica a cargo da região amazônica, que mesmo após a RSBR aumentar a capacidade de detecção de eventos em 10 vezes (Rocha 2020) a reconhecida dificuldade logística ainda afeta a cobertura sismográfica da região. Os dados coletados pelas estações são de acesso público e estão disponíveis através do site da RSBR ou dos protocolos FDSN (International Federation of Digital Seismograph Networks), promovendo transparência e possibilitando o uso por pesquisadores e interessados.

A implementação da RSBR marcou um avanço significativo no monitoramento sísmico no Brasil. Após sua instalação, o

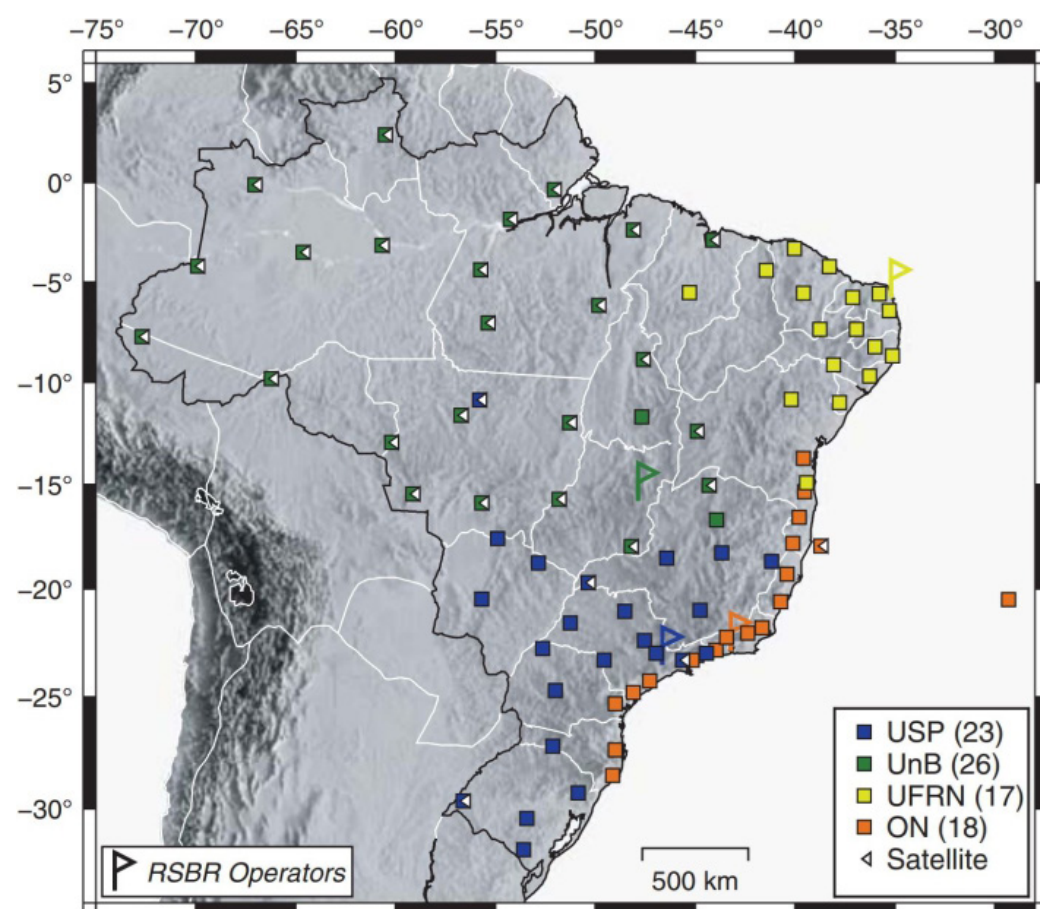


Figura 1. Configuração da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) discriminada por instituição responsável (Bianchi et al. 2018).

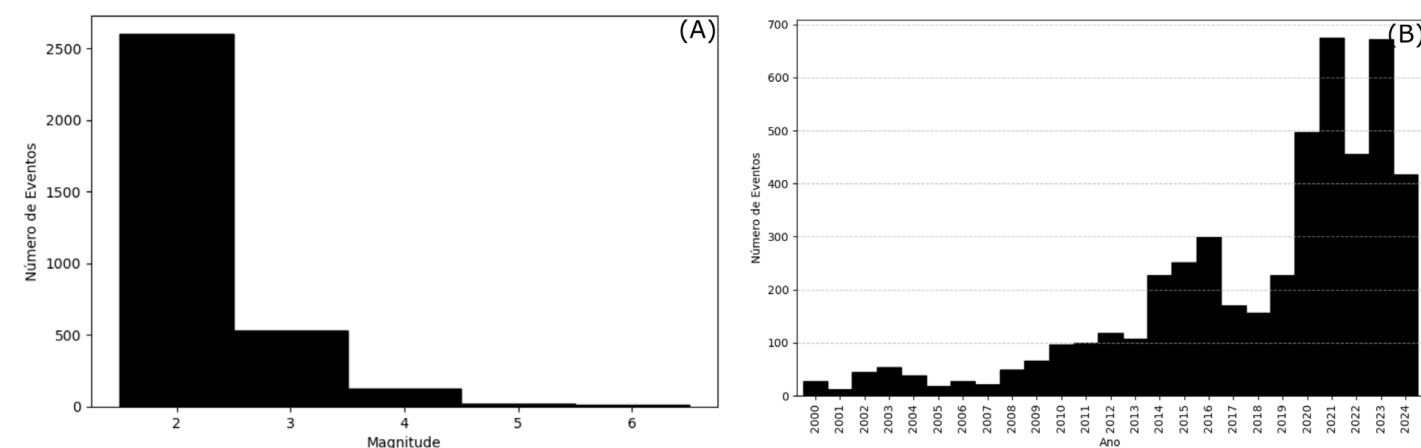


Figura 2. (A) Histograma dos eventos sísmicos brasileiros por magnitude. (B) Distribuição do número de eventos registrados no período de 2000 a 2024.

número de eventos registrados aumentou consideravelmente, como ilustrado na linha temporal dos registros (fig. 2B). Esse crescimento permitiu uma detecção mais precisa das zonas de atividade sísmica, além de ampliar o acervo de dados disponíveis para a comunidade científica. Isso tem sido fundamental para os estudos sobre sismos intraplaca, proporcionando uma compreensão mais detalhada desses fenômenos e contribuindo para o desenvolvimento de pesquisas mais robustas nessa área.

4. Eventos Sísmicos no Brasil

A RSBR mantém um catálogo sísmico abrangente, que inclui uma listagem detalhada dos eventos sísmicos registrados,

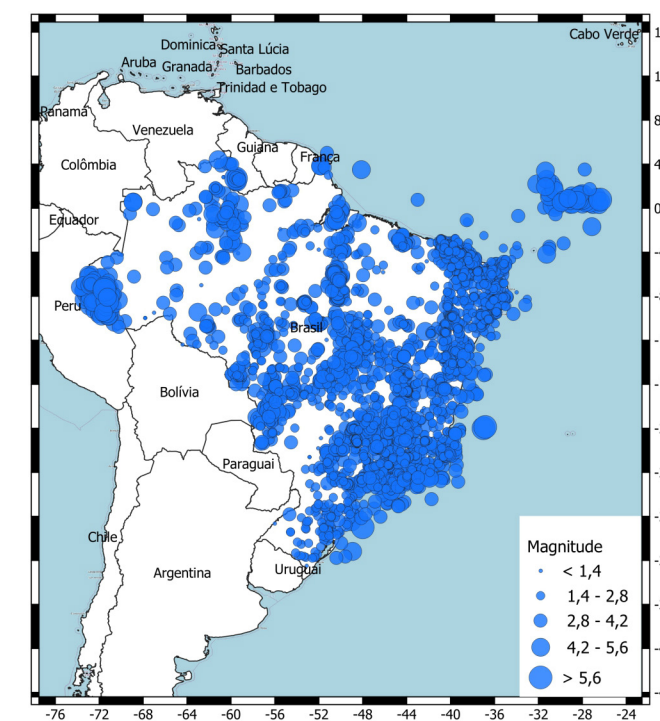


Figura 3. Distribuição de eventos sísmicos no Brasil.

juntamente com suas origens. Este catálogo contém dados tanto de eventos históricos, cujas magnitudes são inferidas com base na intensidade dos registros históricos, quanto de eventos registrados diretamente por instrumentos. Para a avaliação da magnitude dos eventos, foi adotada a escala de magnitude local (M_L), conforme proposta por Assumpção (1983). A figura 3 ilustra a distribuição dos eventos sísmicos registrados em território nacional, conforme o catálogo sísmico da RSBR, oferecendo uma visão clara da atividade sísmica em diversas regiões do Brasil.

O Brasil, devido à sua localização central dentro da Placa Sul-Americana, distante das regiões de contato com outras placas tectônicas, não é uma área propensa a eventos sísmicos de grande magnitude. No entanto, a atividade sísmica no país está principalmente associada à sismicidade intraplaca, e aos sismos induzidos, que podem ser causados por atividades humanas.

Os eventos com maior magnitude ocorrem na fronteira Brasil-Peru, onde há a subducção da placa de Nazca. Nesta região sismos com magnitudes superiores a 6,5 são comumente registrados a profundidades superiores a 500 km (Neto et al. 2024). Nas outras regiões do país os sismos registrados apresentam magnitudes inferiores a 6,0 M_L (fig. 2A).

No Brasil há a ocorrência de sismos induzidos, os quais estão majoritariamente relacionados a atividade de geração de energia elétrica por meio hidráulico (Foulger 2018); este tipo de geração representa 53,2 % (EPE 2023) da matriz energética do Brasil. Há uma ação de monitoramento específica para os reservatórios organizados pela agência reguladora da atividade de geração e distribuição de energia elétrica.

A região nordeste do Brasil é uma das regiões sísmicamente mais ativa do país, e nesta região há extensas zonas de cisalhamento onde os sismos se concentram. Tais eventos ocorrem em enxames sísmicos que duram anos, por exemplo a série de eventos sísmicos da região de João Câmara que iniciou em 1986 (Bezerra et al. 2006).

5. Conclusão

O monitoramento sísmico no Brasil passou por uma evolução considerável ao longo dos anos, transformando-se de uma atividade esporádica para um sistema de monitoramento robusto e consolidado. A criação da Rede Sismográfica Brasileira (RSBR) foi um marco fundamental, proporcionando avanços significativos na detecção e análise dos eventos sísmicos. Essa rede não só ampliou o conhecimento sobre a sismicidade no Brasil, mas também gerou dados essenciais para a pesquisa científica e forneceu informações importantes à sociedade.

Embora o Brasil ainda enfrente desafios em relação à cobertura das estações sísmicas, principalmente nas regiões mais remotas como a Amazônia, o país já possui uma infraestrutura capaz de monitorar eventos sísmicos com maior eficiência.

A continuidade do financiamento e a colaboração entre as instituições envolvidas são fundamentais para o aprimoramento e a expansão da rede sismográfica no Brasil. Isso garantirá que a RSBR continue a evoluir, fortalecendo a capacidade de resposta a eventos sísmicos e contribuindo para um maior entendimento da atividade sísmica e da estrutura profunda do Brasil.

6. Referências

- Assumpção M (1983) A regional magnitude scale for Brazil. *Bull. Seism. Soc. Am.* 73: 237-246.
- Bezerra F, Ferreira J, Sousa M (2006) Review of seismicity and Neogene tectonics in northeastern Brazil. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(4): 525-535.
- Bianchi MB, Assumpção M, Rocha MR, et al. (2018) The Brazilian Seismographic Network (RSBR): Improving Seismic Monitoring in Brazil. *Seismological Research Letters* 89 (2A): 452-457. <https://doi.org/10.1785/0220170227>
- EPE (2023) Anuário Estatístico de Energia Elétrica.
- Fontes S, Sant'Anna T, Assumpção M (2023) A Rede Sismográfica Brasileira – Breve Histórico da Sismologia no Brasil. *Boletim SBGf 125 (Janeiro/Fevereiro/Março): Rede Sismográfica Brasileira: 10-12.* ISSN 2177-909.
- Foulger GR, Wilson MP, Gluyas JG, et al. (2018) Global review of human-induced earthquakes. *Earth-Science Reviews* 178: 438-514. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.008>.
- Nascimento AF, Silva da Fonseca JA, Ferreira JM, et al. (2023) Atuação e principais resultados sobre a Rede Sismográfica do Nordeste (RSISNE). *Boletim SBGf 125 (Janeiro/Fevereiro/Março): Rede Sismográfica Brasileira: 10-12.* ISSN 2177-909.
- Neto GSL, Julià J, Prieto GA (2024) Deep-focus earthquake mechanisms at the subducting Nazca plate (Peru-Brazil border): Cold slab behavior in a warm plate. *Earth and Space Science* 11: e2024EA003617. <https://doi.org/10.1029/2024EA003617>.
- Rocha MP (2020) Rede Sismográfica Brasileira: Compartilhamento de dados sismológicos e os avanços obtidos. *Boletim SBGf 114 (Julho/Agosto/Setembro): Dados Públicos em Geofísica: 16-18.* ISSN 2177-909.



Seismo-Vulcanic Crisis of São Jorge Island – Azores

J.F. Borges^a (ORCID: 0000-0002-3847-6536), Bento Caldeira^a (ORCID: 0000-0003-4745-6972), Rui Oliveira^a (ORCID: 0000-0003-4114-7570), Mourad Bezzeghoud^a (ORCID: 0000-0002-4908-0422), Fernando Carrilho^b (0000-0003-3287-6800), Ines Hamak^a (ORCID: 0000-0001-9042-0030), Paulo Alves^b (ORCID: 0000-0001-6587-3062), M. João Costa^a (ORCID: 0000-0003-2981-2232), Miguel Potes^a (ORCID: 0000-0002-8912-5277), Daniele Bortoli^a (ORCID: 0000-0002-2334-4055)

a. Center for sci-tech Research in Earth System and Energy – CREATE – Universidade de Évora, Largo dos Colegiais 2, 7004-516 Évora, Portugal

b. Instituto Português do Mar e da Atmosfera, Rua C do Aeroporto, 1749-077 Lisboa, Lisboa, Portugal

Contact email: jborges@uevora.pt

Keywords: seismo-volcanic activity, seismic arrays, atmospheric monitoring, INSAR

Abstract

On March 19th, 2022, at 17:11 (UTC), the Portuguese Institute for Sea and Atmosphere (IPMA) network recorded the first earthquake on São Jorge Island (Azores, Portugal), marking the onset of a seismic swarm crisis. The swarm reached a peak of 700 events per hour, with the largest event having a magnitude of 4.0 M_L . The epicenters were aligned along the island, distributed in a zone between Velas and Pico da Esperança, at depths ranging from 7 to 13 km. In response to this crisis, the University of Évora (UE) and IPMA expanded the seismological network by installing a series of broadband stations and an accelerometer, some of which were connected to IPMA and the UE. Additionally, a spectrometer and an aerosol particle sizer were installed to monitor aerosol concentrations and serve as a reference in the event of an eruption. This paper presents the latest results from the seismic activity, surface deformation, along with atmospheric measurements.

1. Introduction and Geodynamic Context

The Azores Plateau, upon which the Azores Archipelago is situated, is a vast submarine elevation located in the North Atlantic Ocean, extending approximately 600 km across the islands of the archipelago. It is characterized by a rugged topography, with depths generally not exceeding 2000 meters (Borges et al. 2007). This geological formation has a predominantly triangular shape, with its tips oriented westward and eastward, aligning along the chain of islands.

The plateau is composed of an unusually thick oceanic crust, suggesting the influence of geological processes distinct from those typically observed in other oceanic regions. It is often attributed to the presence of a mantle plume rising from the Earth's interior, which significantly affects the tectonic dynamics of the area.

The relationship between the Azores Plateau and the Azores Triple Junction -the meeting point of the Eurasian, North American, and African plates- is crucial for understanding

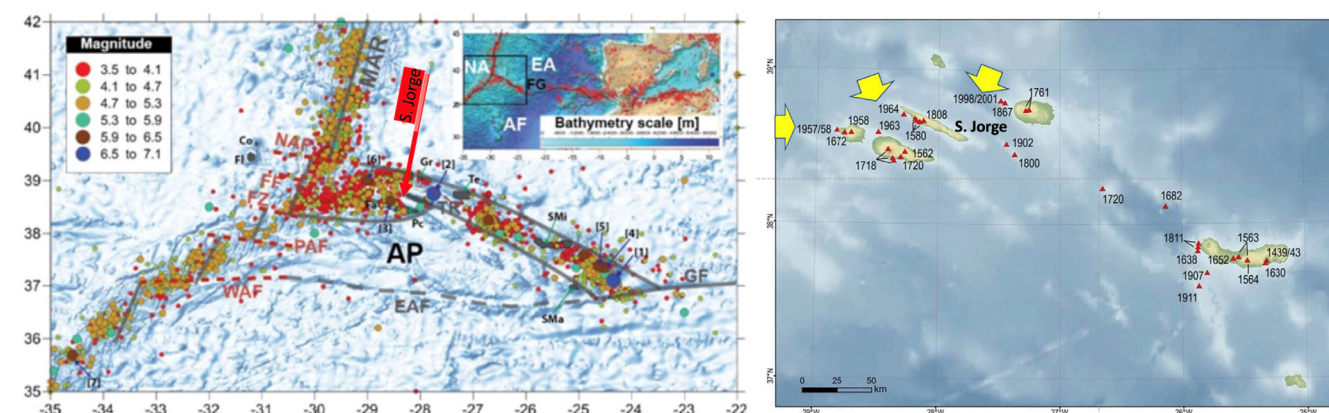


Figure 1. Seismic and volcanic activity in the Azores Archipelago: on the left, seismicity along the three branches of the Azores Triple Junction (from 1926 to 2025 - NEIC data files), with emphasis on the location of São Jorge Island; on the right, known volcanic activity, with highlights (yellow arrows) indicating recent magmatic activity (Capelinhos eruption and submarine eruptive activities near São Jorge and Serreta).

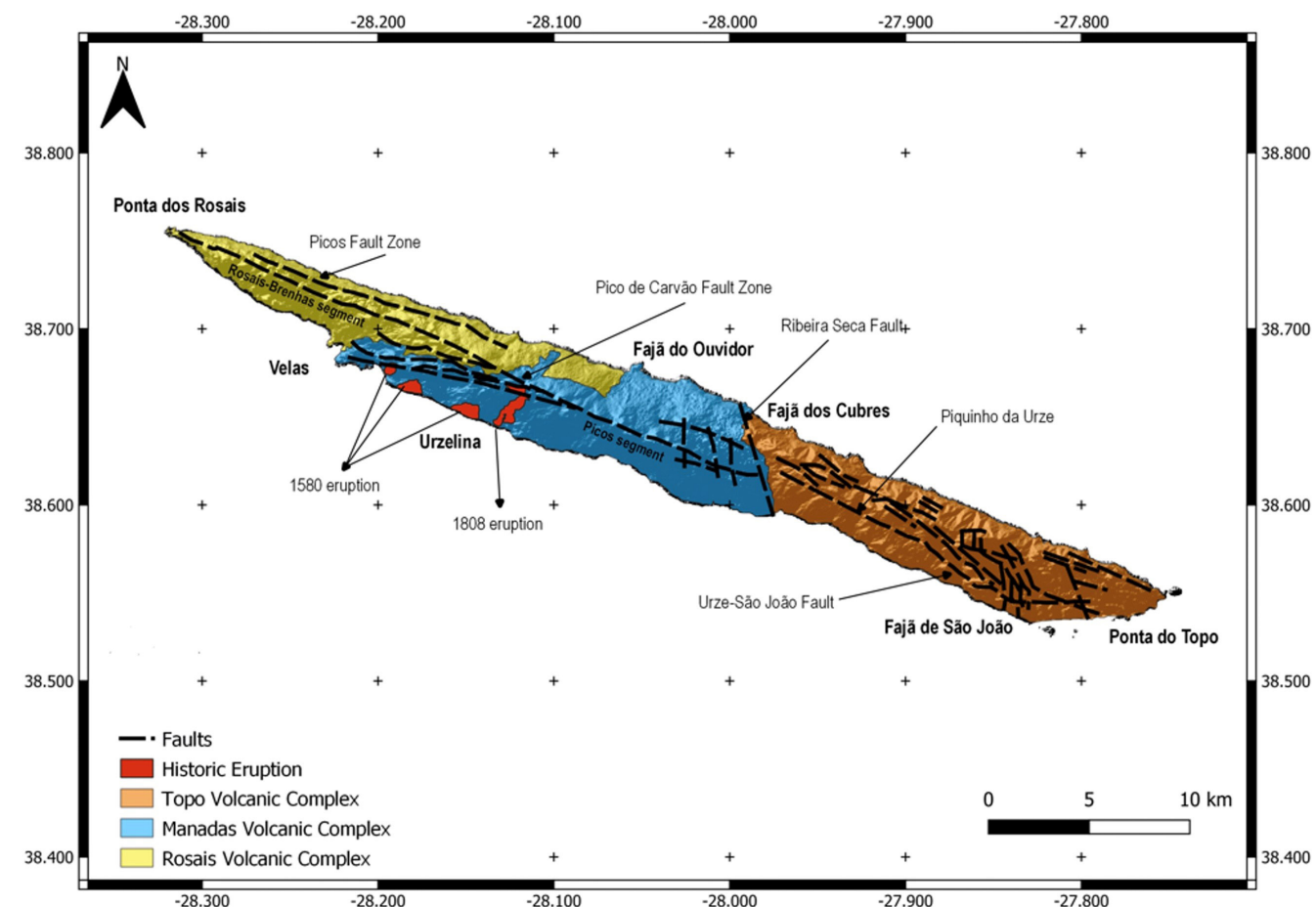


Figure 2. Geological structure of São Jorge Island and the location of known historical eruptions. Major faults are indicated, along with eruptive centers associated with the island's recent volcanic activity.

the geodynamics of the region. This triple junction is located northwest of the Azores Archipelago. The interaction and relative movement between these plates creates a tectonically active environment, characterized by significant seismic activity.

Additionally, the presence of a mantle plume provides a deep heat source that, interacting with the upper crust, leads to the uplift of the area and the emergence of volcanic processes. The interaction between the mantle plume and tectonic forces contributes to the complex geological configuration of this region, establishing an active geodynamic environment that continues to shape the Azores today. As a result, the region is frequently affected by seismic and volcanic activity (fig. 1), documented since the beginning of the islands' colonization in the 15th century up to the actuality (Madeira and Ribeiro 1990; Civeiro et al. 2023).

The Azores region has recorded approximately 30 tectonic earthquakes with an intensity greater than VII on the Modified Mercalli Intensity (MMI) scale, resulting in an estimated 4,300 to 5,300 casualties, along with substantial material damage and severe economic disruption.

In parallel, around 30 volcanic eruptions have occurred on the islands, leading to nearly 240 fatalities. The most recent volcanic eruption took place between late 1998 and early

2001, offshore to the west of Terceira Island, known as the "Serreta submarine eruption." This event was characterized by the emission of basaltic lava balloons, which floated to the surface - a relatively rare form of submarine volcanic activity, as documented by Madureira et al. (2017). In figure 2, we can see the historical and recent eruptions on São Jorge Island and their relationship with the island's geology and tectonics. The distribution of eruptive centers aligns with major tectonic structures, reflecting the structural control over volcanic activity.

2. Seismic Crisis of São Jorge

On March 19th, 2022, at 17:11 (UTC), the network of the IPMA recorded the first earthquake on the Island of São Jorge (Azores, Portugal), marking the beginning of a "swarm" type seismic crisis, with a peak detection rate of 700 events per hour. The largest earthquake of this swarm occurred on March 29th, 2022, at 21:56, with a magnitude of 4.0 M_L and a maximum intensity of V on the Modified Mercalli Intensity (MMI) scale. The epicenters were distributed along a strip near the alignment of the island, covering an area between Velas and Pico da Esperança, with depths ranging between 7 and 13 km (IPMA - Azores Seismological Bulletin).

The first occurrence of the São Jorge seismic crisis generated

great alarm among the local population, especially due to the intensity and frequency of the tremors. The subsequent seismic sequence had a high frequency, characterized by a large number of events, many of which were felt by the population. The intense seismic activity led to a significant increase in public concern, although most of the tremors had moderate magnitudes, less than 4.0 M_L .

The seismic activity in March is comparable to other swarm-type crises that have occurred in the recent past, notably in the central region of São Miguel Island (2018), Terceira Island (currently ongoing), and to the west of Faial Island (a persistent crisis since 2017). Currently, two seismic crises are ongoing in the Azores: one centered on Terceira Island (Serra da Boa Viagem) and the other on São Miguel (west of Povoação). Although these seismic sequences, including the 2022 São Jorge seismic crisis, did not produce large events, but their high rate of occurrence and the epicentral proximity to the population caused a pronounced sense of insecurity due to the associated eruption risk. Geodetic analysis and surface deformation observation, using InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) data, indicated a strong relationship between seismicity and subsurface magmatic activity, although later it was found that eruption hypotheses would not materialize.

3. Lithospheric deformation from INSAR Sentinel-1 data

A magma intrusion, resulting from the Earth's internal dynamics and interactions between the upper mantle and the crust, can cause deformations in the lithosphere, depending on the amount of magma involved and the depth at which the intrusion occurs. This process can generate topographic changes and the appearance of seismic swarms that can be efficiently detected through seismic and geodetic techniques. Radar interferometry (InSAR, from Interferometric Synthetic Aperture Radar) has become a crucial tool for quantifying ground deformation caused by magma intrusions, which link deep magma reservoirs to the Earth's surface, especially in volcanoes. This geodetic remote sensing technique has proven effective in generating detailed surface displacement maps.

This advancement was driven by the launch and expansion of the Sentinel-1 satellite constellation, which is equipped with state-of-the-art technology for remote monitoring. With the increase in the number of radar satellites, InSAR data is now available with different Line of Sight (LOS) and varying precision, depending primarily on the radar wavelength used.

In order to assess the deformation caused by the 2022 magma intrusion, radar images from the Sentinel-1 satellite were acquired, corresponding to two descending orbits. The first image was obtained on March 15th, 2022, before the seismic crisis began, and the second on March 27th, 2022, thus covering the interval between two consecutive passes. The data were processed for a common area between both passes using the GMTSAR software (Sandwell et al. 2011).

As a result, an interferogram was generated, showing several interference fringes covering the emerged area of the island (fig. 3). The presence of these fringes clearly indicates the occurrence of deformation in the lithospheric surface.

The analysis of the pattern and quantity of the fringes allows for inferring the spatial distribution of the deformation. It was found that the deformation was predominantly concentrated in the northern portion of the island, reaching a maximum value of 8.4 cm in the line-of-sight (LOS) direction. The fringes exhibit an elliptical configuration, oriented along the island's main axis (fig. 3).

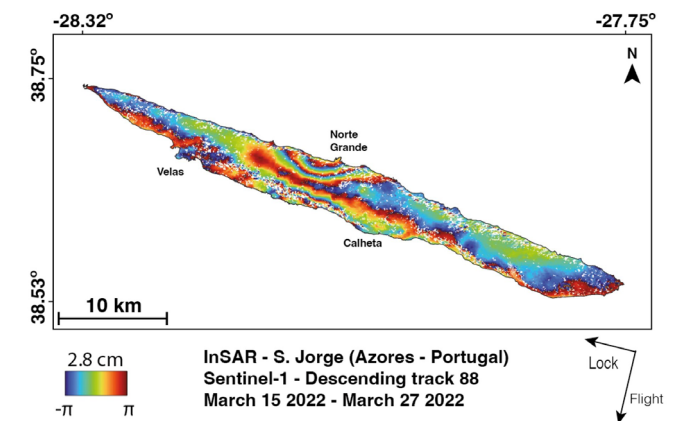


Figure 3. Lithospheric deformation - InSAR data.

It is important to note that part of the deformation is not visible in the interferogram, as it has occurred in the submerged portion of the island. Nevertheless, the data constitute clear and irrefutable evidence that the seismic crisis was associated with a magma intrusion located at the base of the lithosphere.

4. Seismicity

We analyzed the seismic data provided by the permanent network of the IPMA, based on the seismic bulletins of the Azores Archipelago, which are publicly available through the web service. The seismicity map indicates that the epicenters concentrate on the western part of the island and are distributed across an area between Velas and Pico da Esperança (fig. 4a). The epicentral depth (fig. 4b) varies between 7 and 13 km. Figure 4c presents the daily frequency graph of events located by IPMA for the 30 days following the start of the crisis. It is observed that the frequency is extremely high on the first day (~200 events locatable per day), gradually decreasing until mid-March, with the largest event being of magnitude 4.0 M_L .

From the end of March, seismic activity began to decrease considerably in frequency, stabilizing at a level higher than normal for the region. However, earthquakes continued to occur sporadically, and the IPMA, along with the University of Évora (UÉ), continued monitoring the seismic activity with additional high-precision stations as part of the ongoing effort to better understand the seismic and magmatic processes of the region.

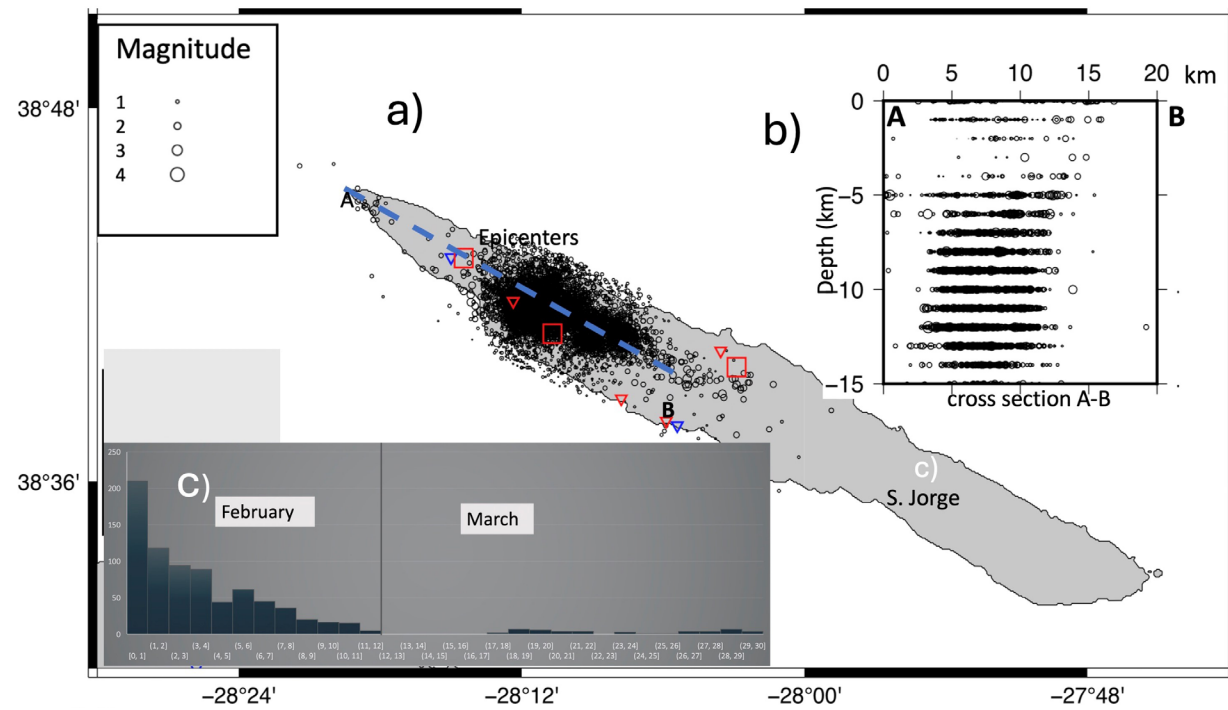


Figure 4. a) Seismicity after March 19th, 2022 (IPMA). Also includes b) hypocentral depth along profile A-B and c) frequency of events located by IPMA in the 30 days following the onset of the crisis. Profile A-B: dashed blue line.

In the days following the start of the crisis, the UÉ and IPMA installed a set of broadband stations and an accelerometer, some of which were connected via 4G to IPMA and UÉ (fig. 5). The goal of reinforcing the seismic network was to collect data from seismic events to better track seismicity and its evolution over time. Given this result and considering the high risk of a volcanic eruption or an earthquake of greater intensity than those

already felt, ICT-UÉ and IPMA requested emergency support from Portuguese Foundation for Science and Technology (FCT) to install a temporary network of 30 broadband (MASJORGE) stations (120 s) to strengthen the capacity to detect and locate low-magnitude events and, through these, improve the understanding of the seismic-volcanic processes associated with the accommodation of the observed crustal deformation, as well as the tension resulting from it.

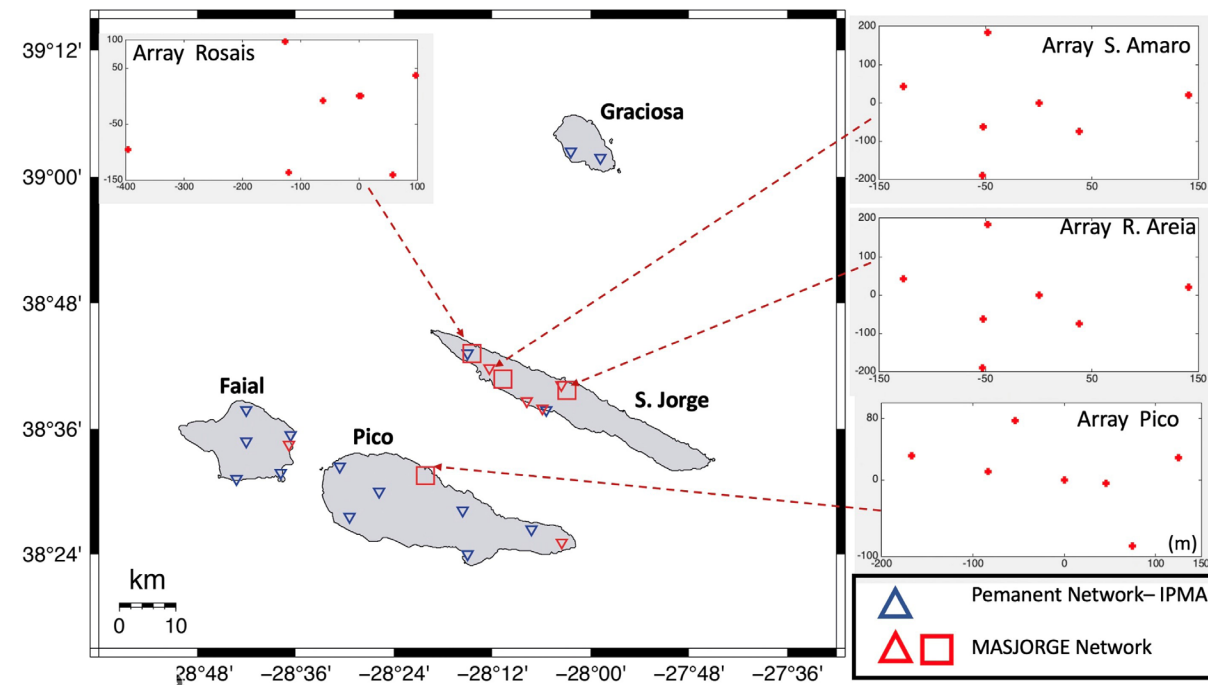


Figure 5. Seismic Networks: IPMA Permanent Network and MASJORGE Temporary Network.

Considering that the ambient seismic noise and frequently unfavorable meteorological conditions for seismic monitoring, along with the effect of sea agitation, it was decided to install a “Seismic Antenna” consisting of 3 Broadband Sub-Arrays, located approximately as shown in the figure. With this multipolar antenna, the goal is to detect subtle seismic movements associated with magma movement or low-magnitude tectonic events resulting from magma intrusion.

The locations for installing the seismic arrays adhered to the following conditions: 1) location away from sources of natural or artificial noise, such as frequently travelled roads, or other structures that produce vibration, machines, and medium to large-sized trees; 2) preference for locations belonging to public or private entities that offered safety conditions; 3) geographical layout ensuring good azimuthal coverage concerning the epicenter locations. Figure 5 shows the location of the seismic arrays, and the distribution of the permanent and temporary seismic stations used in this study.

4.1 Focal Mechanism

The seismic events that occurred during the month of February were selected, prioritizing those with significant magnitude (greater than 3.5) and with the potential to be recorded by the largest possible number of stations in the Azores seismic network. Therefore, events with magnitudes between 3.5 and 4.0 (M_L) were considered.

Given the limited number of stations and the limited azimuthal coverage, a joint inversion of the seismic source

was performed, using P-wave polarities and the amplitude ratios between the P and S waves, employing the HASH program developed by Hardebeck and Shearer (2002). As a result, four focal mechanisms were obtained (fig. 6), predominantly of the strike-slip type, which show similarities with the mechanisms of tectonic earthquakes recorded in the region, namely the Terceira earthquake in 1980 and the Faial earthquake in 1998 (Borges et al. 2007).

4.2. Localization of Events through Seismic Arrays

The use of seismic arrays constitutes an effective approach for locating epicenters, particularly useful in contexts with limited azimuthal coverage, such as the insular geography of the Azores. The methodology based on spectral analysis in the f-k domain (frequency-wavenumber) allows for precise estimation of the propagation direction and slowness of seismic signals, mitigating the adverse effects of a non-ideal station distribution.

Figure 7 presents the f-k analysis of an event recorded on 2022-07-04 ($M_L = 2.1$), showing the probability diagram as a function of azimuth and slowness, with reference to the central station of the array. From these parameters, and based on a region-specific velocity model, it was possible to estimate the hypocentral coordinates of the event (latitude, longitude, and depth). The obtained coordinates show a discrepancy of more than 1 km compared to those estimated by conventional seismic location methods, which reinforces the relevance of the array approach in environments with limited instrumentation and unfavorable geometry.

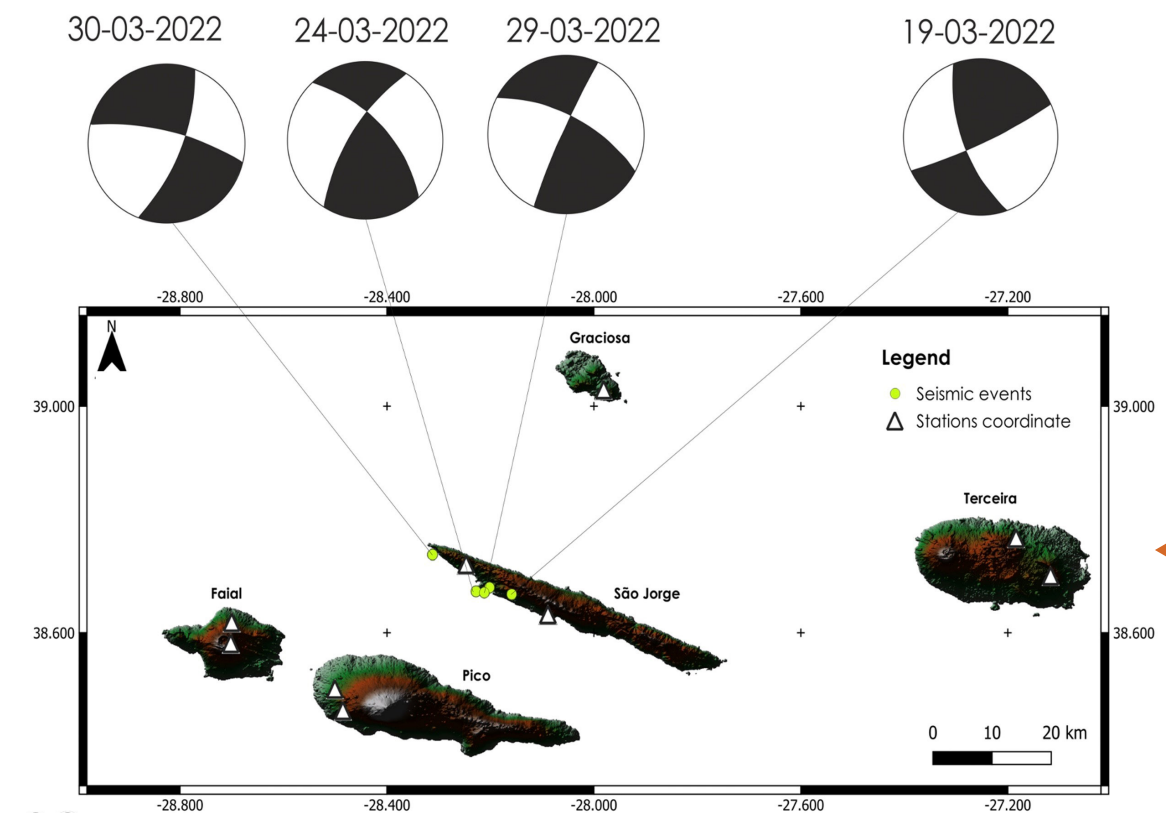


Figure 6. Focal mechanism generated based on P-polarity and S/P amplitude ratio; $M_L > 3.5$, 19 (M_L 3.6), 24 (M_L 3.5), 29 (M_L 4.0) and 30 (M_L 3.6), March 2022.

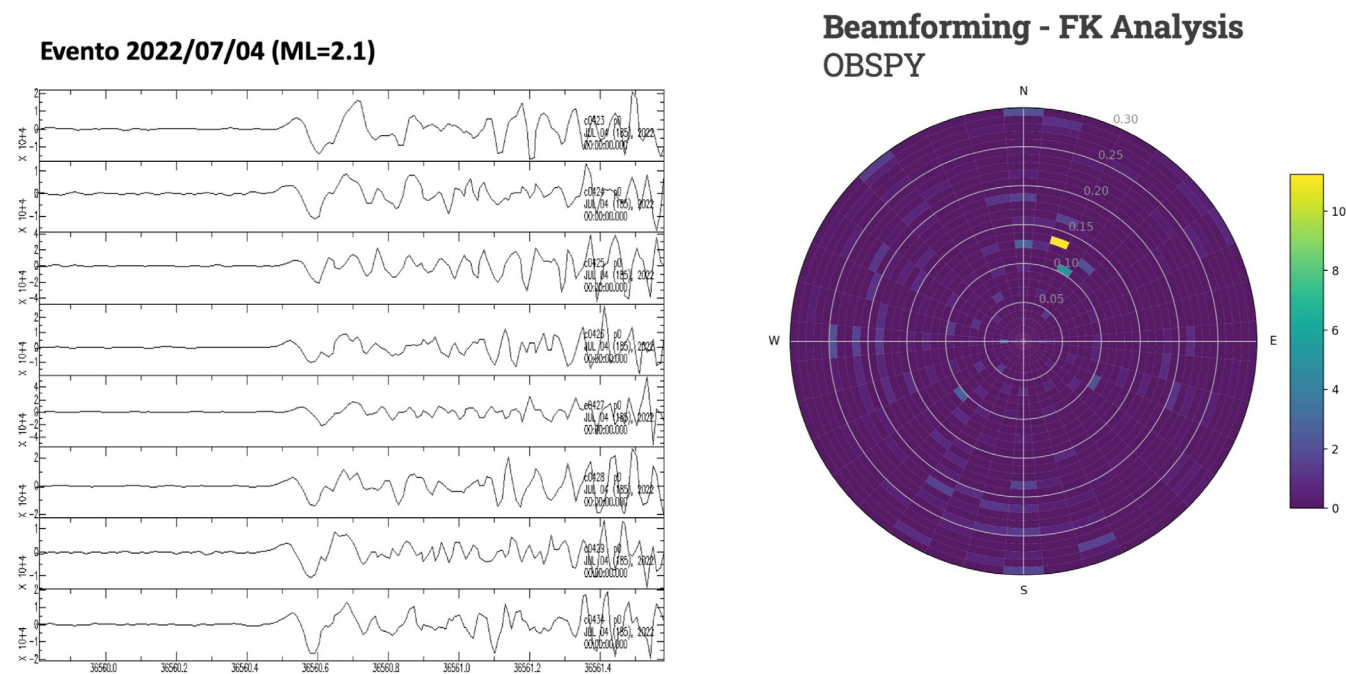


Figure 7. Location with Seismic Array – Example.

4.3. Seismic Signal Analysis

A detailed analysis of the seismic signal, both in the time domain and the frequency domain, is essential for characterizing the physical mechanisms associated with the seismic source and constitutes a key tool in volcanic risk assessment. In many cases, seismic signals exhibit a signature consistent with tectonic events, allowing the clear identification of P and S phases, which facilitates their interpretation and location using conventional methods.

Nearly all the seismic events associated with the São Jorge volcanic crisis exhibit a typical signature of volcano-tectonic earthquakes, with an impulsive onset and a predominance of high-frequency content, in which the P and S phases can be clearly identified. However, one particular event was identified with characteristics compatible with a hybrid earthquake, evidenced by an initial high-frequency phase followed, after a brief interval, by a low-frequency signal. This signature indicates a composite process involving sudden rock fracturing and subsequent fluid resonance in volcanic conduits (fig. 8).

5. Relation Between Geodetic Deformation and Seismicity

Several recent studies have sought to establish a quantitative relationship between the cumulative seismic moment associated with volcano-tectonic (VT) sequences and the volume of intruded magma. Several authors proposed a correlation between the cumulative magnitude of the so-called “distal VT seismicity” and the volumes of magma introduced into the system and proposed a scaling relationship between the volume variation in the subsurface

and the maximum seismic moment released. More recently, Kettley et al. (2022) proposed the following expression to estimate the accumulated scalar seismic moment $\sum M_0$ from the intrusion volume ΔV :

$$\sum M_0 = \varepsilon G V V \quad (1)$$

where G is the shear modulus, usually considered as 30 GPa, represents the seismic efficiency. To relate the local magnitude M_L , which is found in seismic catalogs, to the moment magnitude M_w , the relationship was used.

$$M_w = \frac{2}{3} M_L + 1.1 \quad (2)$$

The conversion of M_w to scalar seismic moment M_0 results from the classic expression of Kanamori.

$$M_w = \frac{2}{3} \log_{10} (M_0) + 6.03 \quad (3)$$

Based on this methodology, the total accumulated scalar seismic moment over the first 180 days after the onset of the seismic crisis was estimated at $\sum M_0 = 2.1 \times 10^{16}$ Nm. Assuming a seismic efficiency of $\varepsilon = 0.01$, it was estimated that the corresponding intruded magma volume is of the order of $\Delta V = 7 \times 10^7$ m³. We estimate the depth of the intrusion using the simplified spherical model of Mogi (1958). Considering the maximum deformation observed in the line of sight of the satellite (with an incidence angle of 30°), which reaches 8.4 cm as shown in figure 3, it is possible to infer an approximate depth of 13 km for the center of the magma intrusion.

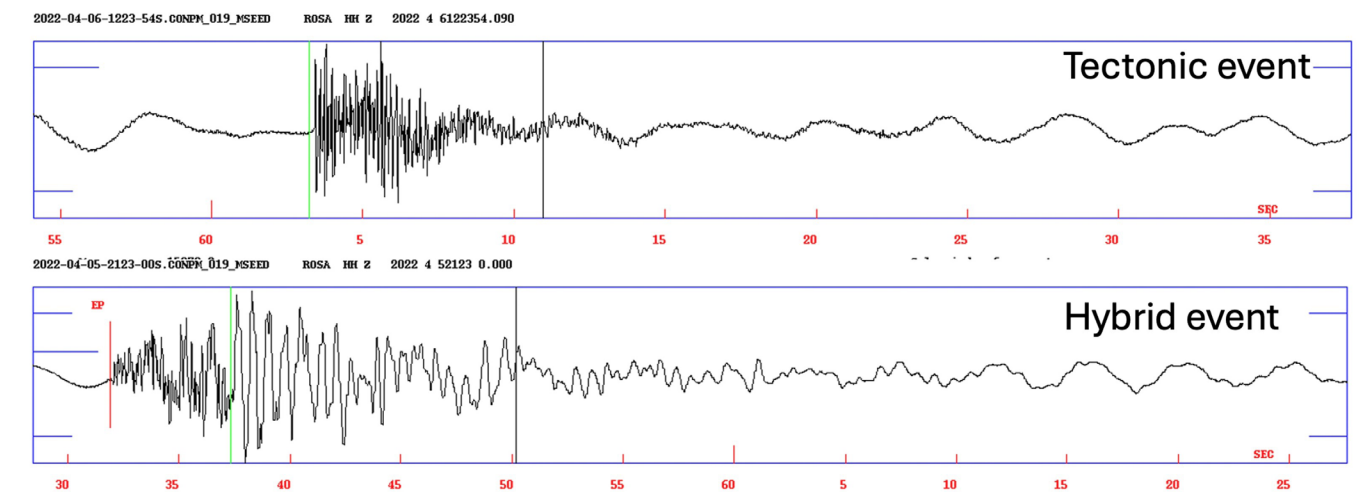


Figure 8. Tectonic and hybrid event examples. Records from ROSA station, vertical component.

6. Atmospheric Monitoring

Monitoring the gases released at the beginning of an eruption is essential for predicting its occurrence and minimizing its effects. The installation of a remote sensing equipment for gas monitoring was considered important, starting on June 16th, 2022, when the equipment was set up on the roof of the “Centro Etnográfico da Beira”. The installed instrumentation included a Vaisala WXT520 weather sensor, an Aerodynamic Particle Sizer (APS 3321) particle counter from TSI, and a UV-VIS spectrometer developed by the University of Évora (Bortoli et al. 2009), intended for the measurement of trace atmospheric gases, including ozone (O₃), nitrogen dioxide (NO₂), and sulfur dioxide (SO₂), among others.

In this study, values were obtained for the meteorological variables, particle size distribution and concentration in suspension, as well as for the concentrations of the trace gases measured. The observed parameters showed normal values, as no eruption occurred. However, had an eruption occurred, the knowledge of these atmospheric parameters would have been of great importance.

7. Conclusions

The seismic crisis that began March 2022 on São Jorge Island highlighted the complexity and dynamism of the geodynamic processes characterizing the Azores, namely the interaction between tectonic and magmatic activity.

The analysis of seismic data, combined with the surface deformation detected through InSAR techniques, confirms the occurrence of a significant magmatic intrusion beneath the central part of the island, with displacements of up to 8.4 cm along the line of sight. Geodetic and seismic evidence suggest a strong correlation between lithospheric deformation and seismicity, even in the absence of a volcanic eruption.

From a seismic perspective, the predominance of volcano-tectonic events suggests initial magma mobilization, albeit

limited. The focal mechanisms obtained indicate a strike-slip fault component, consistent with the regional tectonic regime and similar to what has been observed in previous crises in the Azores. The installation of seismic arrays and the strengthening of the monitoring network were crucial in improving the spatial and temporal resolution of seismicity.

The joint effort of IPMA, the UÉ, and other involved institutions allowed for real-time tracking of the crisis’s evolution, as well as contributing to the understanding of the underlying seismic-volcanic processes. This work emphasizes the importance of multidisciplinary monitoring and continuous investment in high-precision observation networks, particularly in geologically high-risk regions such as the Azores Archipelago. Seismic data (cumulative seismic moment) and surface deformation made it possible to estimate a total of 7×10^7 m³.km³ of intruded magma at a depth center of spherical intrusion of 13 km.

Finally, although the 2022 crisis did not culminate in an eruption, the data collected provide an essential foundation for the development of more robust predictive models, which can improve risk assessment and mitigate the potential impacts of future volcanic or earthquake-induced crises in the Azores.

8. Acknowledgements

This work is funded by national funds through FCT – Fundação para a Ciência e Tecnologia, I.P., in the framework of the UIDB/06107 – Center for Science and Technology Research in Earth System and Energy (CREATE) and by de FCT Projeto MASJORGE. – Apoios Especiais). We also thank the GIPP – Geophysical Instrument Pool Potsdam - for providing the Broadband stations that equipped the seismic arrays. We also thank the public entities Câmara Municipal das Velas; Secretaria Regional da Agricultura e Desenvolvimento Rural; Serviço de Desenvolvimento Agrário do Pico for their logistical support in the deployment of the temporary network.

9. References

- Borges JF, Bezzeghoud M, E Buform, C Pro, A Fitas (2007). The 1980, 1997 and 1998 Azores earthquakes and some seismo-tectonic implications. *Tectonophysics* 435 (1-4): 37-54.
- Bortoli D, Silva AM, Costa MJ, et al. (2009) Monitoring of atmospheric ozone and nitrogen dioxide over the south of Portugal by ground-based and satellite observations. In *Optics Express* (17(15), 12944). Optica Publish. Group. <https://doi.org/10.1364/oe.17.012944>.
- Civeiro C, Carvalho J, Silveira G (2023) Mantle structure beneath the Macaronesian volcanic islands (Cape Verde, Canaries, Madeira and Azores): A review and future directions. *Frontiers in Earth Science* 11. <https://doi.org/10.3389/feart.2023.1126274>.
- Hardebeck JL, Shearer PM (2002) A new method for determining first-motion focal mechanisms. *Bull. Seism. Soc. Am.* 92: 2264–2276.
- Kettlety, T, Kendall JM, and Roman DC (2022) Self-similarity of seismic moment release to volume change scaling for volcanoes: A comparison with injection-induced seismicity. *Geophysical Research Letters* 49: e2022GL099369. <https://doi.org/10.1029/2022GL099369>.

- Kettlety, T, Kendall, JM, & Roman, DC (2022). Self-similarity of seismic moment release to volume change scaling for volcanoes: A comparison with injection-induced seismicity. *Geophysical Research Letters*, 49, e2022GL099369. <https://doi.org/10.1029/2022GL099369>
- Madeira J and Ribeiro A (1990) Geodynamic models for the Azores triple junction: a contribution from tectonics. *Tectonoph.*, 184: 405-415.
- Madureira PM, Rosa C, Marques AF, Silva P, et al. (2017) The 1998–2001 submarine lava balloon eruption at the Serreta ridge (Azores archipelago): Constraints from volcanic facies architecture, isotope geochemistry and magnetic data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 329: 13–29.
- Mogi K (1958) Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformations of the ground surfaces around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, Univ. of Tokyo*, 36: 99–134.
- Sandwell DR, Mellors X, Tong M, Wei, and Wessel P (2011) Open radar interferometry software for mapping surface deformation. *Eos Trans. AGU* 92(28). doi:10.1029/2011EO280002.



Reseña de uno de los sismos más importantes en Colombia en el 2023: el sismo de M_w 6,1 en el municipio de San Juanito – Meta (Colombia)

Helber García (ORCID: 0000-0001-6425-3558), Milena Sarabia (ORCID: 0000-0002-7362-5429), Indira Molina (ORCID: 0000-0003-2300-1690), Elizabeth Mazo (ORCID: 0009-0005-2632-7292), Freddy Tovar (ORCID: 0000-0003-1534-8811), Ruth Bolaños (ORCID: 0009-0000-7228-9251), Luisa Castillo (ORCID: 0000-0002-0069-0414), Edwin Mayorga (ORCID: 0000-0002-8033-5729), Miguel Lizarazo (ORCID: 0009-0007-5515-4815), Viviana Dionicio (ORCID: 0000-0002-6545-2222), Ángel Agudelo (ORCID: 0009-0003-2166-8747), Fernando Garzón (ORCID: 0009-0008-1374-3272)

Servicio Geológico Colombiano (SGC), Diagonal 53 No. 34 - 53 Bogotá D.C., Colombia

Correo de contacto: cmolinap@sgc.gov.co

Palabras claves: sismo principal, réplicas, magnitud, intensidad, aceleración, El Calvario

Resumen

El 17 de agosto de 2023, un sismo de magnitud 6,1 y 13 km de profundidad sacudió el municipio de San Juanito (Meta) y alrededores. Entre esa fecha y el 29 de enero de 2024, el Servicio Geológico Colombiano localizó 847 réplicas alineadas en dirección NE-SW, con magnitudes entre 0,1 y 5,6. Se destacan dos réplicas de magnitud local mayor o igual a 5. El mecanismo focal indica una falla de rumbo con componente dextral-inversa. Los mayores daños ocurrieron en un radio de 40 km alrededor del epicentro, afectando principalmente a viviendas con deficiencias estructurales. Se estimó una intensidad de 7 en la escala EMS-98 (i.e., daño moderado), aunque las aceleraciones alcanzaron el 10 % de la gravedad. A pesar de que no se reportaron víctimas por colapso de viviendas, el evento evidenció la vulnerabilidad de las construcciones y resalta la importancia de la preparación ante este tipo de fenómenos naturales.

1. Introducción

En la región donde se originó el sismo del 17 de agosto de 2023 se han registrado históricamente varios eventos sísmicos que, por sus características, podrían estar asociados a la actividad del Sistema de Fallas Frontal de la Cordillera Oriental y de la zona axial de la Cordillera Oriental. En la figura 1 se destacan diez eventos con magnitudes estimadas entre 5,0 y 7,1. El evento del 17 de agosto de 2023 se identifica con un círculo naranja.

2. Datos

2.1. Ubicación de los sismos y sus magnitudes

El 17 de agosto de 2023 a las 12:04:51 p.m., hora local, la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) del Servicio Geológico Colombiano (SGC) registró un sismo de magnitud 6,1. A partir de los primeros arribos de las ondas P y S, se localizó inicialmente en el municipio de El Calvario (Meta), por lo que fue ampliamente referido con este nombre en medios de comunicación. Sin embargo, tras una relocalización del evento, se determinó que ocurrió en 4,42° de latitud, -73,63° longitud y a una profundidad de 13 km, en el municipio de San Juanito (Meta) y a 12 km al NE del municipio de El Calvario (Meta). Además, se registraron réplicas alineadas en dirección NE-SW (fig. 2), destacándose dos ocurridas el mismo

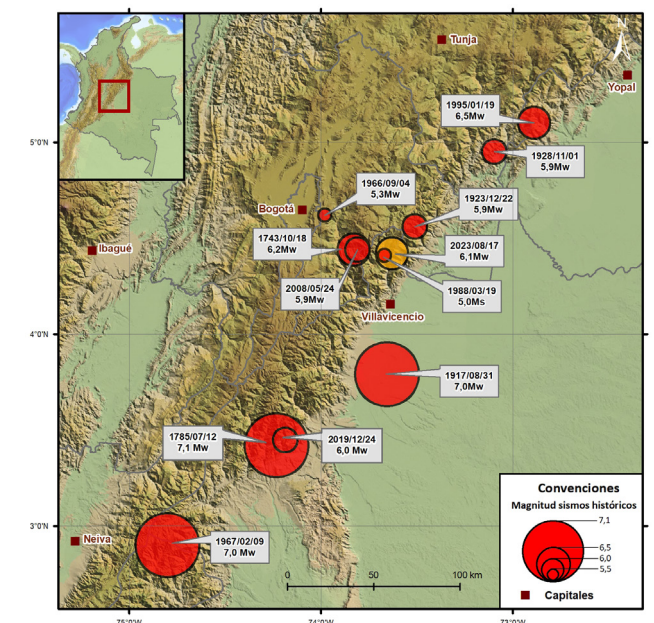


Figura 1. Sismos históricos importantes en el área donde ocurrió el sismo de San Juanito (Meta). Note que estos sismos, representados con círculos, se encuentran sobre la Cordillera Oriental, siendo el sismo de San Juanito uno de los de mayor magnitud registrados en la zona. Cada evento incluye una etiqueta con su fecha y magnitud correspondiente.

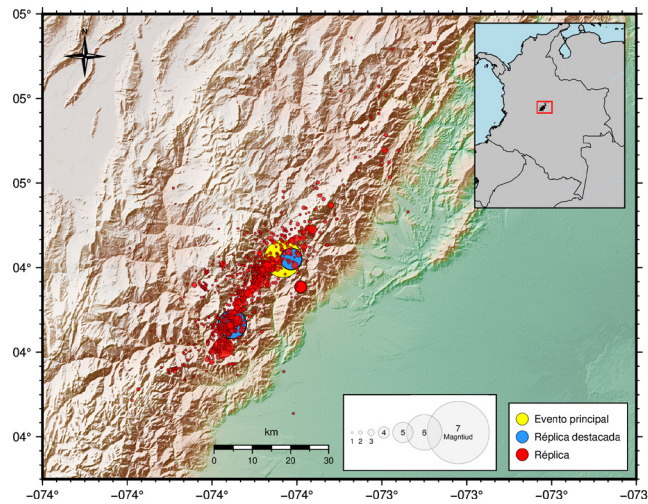


Figura 2. Mapa del sismo principal (círculo amarillo) y sus réplicas registradas entre el 17 de agosto de 2023 y el 29 de enero de 2024, con profundidades inferiores 30 km. Se destacan dos réplicas de magnitud 5,1 y 5,6, indicadas con círculos azules al NE y SW del sismo principal, respectivamente.

día: una de magnitud local M (definida por Muñoz Lopez et al. 2020) 5,6 con epicentro a 9 km al NE de la cabecera municipal de Guayabetal (Meta) y otra de M_w 5,1, ubicada a 8 km al SE de la cabecera municipal de San Juanito (Meta). Estos tres eventos fueron reportados como sentidos en gran parte del territorio colombiano. Cuatro minutos después de la ocurrencia del sismo principal, el SGC envió un boletín automático al Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres (SNGRD).

Entre el 17 de agosto de 2023 y el 29 de enero de 2024, se registraron y localizaron 847 réplicas en un rango de 0,1 a 5,6. De estas, 29 presentaron magnitudes mayores o iguales a 2,8 y fueron reportadas como sentidas, principalmente en el departamento del Meta y en la ciudad de Bogotá D.C. La figura 3 muestra la distribución de magnitudes de la sismicidad registrada por la RSNC entre el 1 de junio de 1993 y el 12 de febrero de 2024, destacando dos concentraciones de réplicas: una asociada al sismo de Quetame del 24 de mayo de 2008 y la otra al sismo del 17 de agosto de 2023.

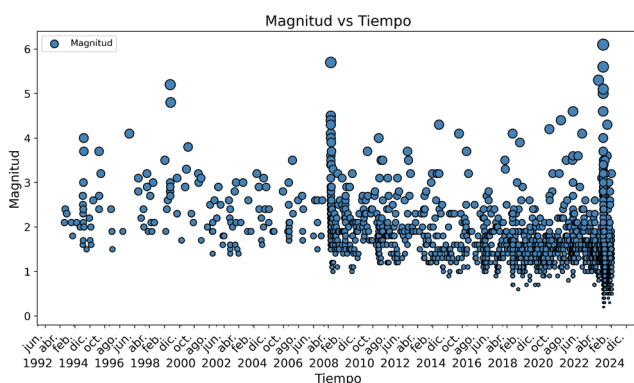


Figura 3. Distribución de magnitud de los sismos registrados por la RSNC-SGC entre el 1 de junio de 1993 y el 29 de enero de 2024 en la zona de interés (ver área de estudio en figura 2).

2.2. Mecanismo global

El mecanismo focal que caracteriza la fuente de este sismo, así como el de sus dos réplicas más importantes, es de rumbo con componente dextral-inversa (Tabla 1). Las soluciones del tensor de momento sísmico tienden a tener la misma forma usando diversos métodos de inversión, por lo que la solución se considera estable (Dionicio et al. 2023).

2.3. Aceleraciones

El SGC, a través de su Red Nacional de Acelerógrafos, obtuvo los valores de aceleración de las estaciones que registraron el evento sísmico de San Juanito - Meta. Estos valores fueron calculados usando el módulo de procesamiento scwfparam integrado en el sistema de adquisición y procesamiento Seis-ComP3 (Helmholtz-Centre Potsdam GFZ German Research Centre for Geosciences y GEMPA GmbH 2008).

Planos nodales del sismo principal de M_w 6,1			
	Azimut	Buzamiento	Deslizamiento
Plano 1	223°	52°	150°
Plano 2	332°	67°	42°

Tabla 1. Datos del mecanismo focal del sismo principal

La figura 4 muestra la distribución de las estaciones empleadas para el análisis de movimiento fuerte y sus respectivos valores de aceleración. Las estaciones fueron seleccionadas dentro de un área circular con un radio de 200 km, centrada en las coordenadas del epicentro del sismo principal. La aceleración máxima presentada corresponde a la media geométrica de las componentes horizontales y se calculó en porcentaje de gravedad (donde $g = 980 \text{ cm/s}^2$) para facilitar la interpretación de los valores registrados. La aceleración máxima registrada fue de $100,5 \text{ cm/s}^2$ (equivalente al 10,3 % de la gravedad) en la estación VIL, ubicada en Villavicencio, Meta, a 30 km del epicentro. Mientras que, la estación CVIL1, localizada también en Villavicencio y a 22 km del epicentro, registró una aceleración máxima de $91,5 \text{ cm/s}^2$ (equivalente al 9,3 % de la gravedad), menor a la registrada en VIL. Esta

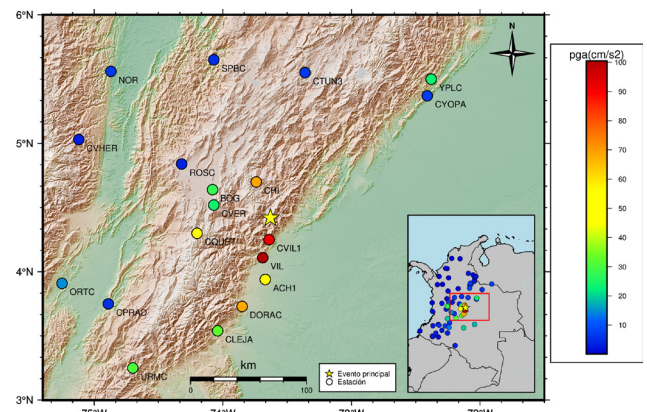


Figura 4. Distribución de los valores de aceleraciones máximas (PGA) en las estaciones acelerográficas más cercanas al evento. La estrella amarilla muestra el evento principal.

diferencia entre los valores de aceleración registrados en ambos sitios se debe probablemente a un efecto topográfico del lugar en el que se encuentra ubicada la estación VIL. La estación CQUET, localizada en Quetame, Cundinamarca, a una distancia epicentral similar a las estaciones de Villavicencio, registró una aceleración de $56,2 \text{ cm/s}^2$ (equivalente al 5,7 % de la gravedad), valor que probablemente se debe a efectos de sitio. La estación de Bogotá (BOG) ubicada a 58 km del epicentro, registró una aceleración de $27,8 \text{ cm/s}^2$ (equivalente al 2,8 % de la gravedad).

De acuerdo con las aceleraciones registradas, donde los tonos cálidos (hacia el rojo) identifican estaciones que registraron aceleraciones más altas y los tonos fríos (hacia el azul) indican las estaciones con valores más bajos de aceleración, se muestra que las aceleraciones decaen rápidamente con la distancia al epicentro, alcanzando valores mínimos en las áreas más alejadas, lo que sugiere una reducción en los efectos o daños en esas zonas.

2.4. Intensidad instrumental y percibida

En la figura 5 se presenta el mapa de intensidad instrumental, el cual cuantifica el movimiento del terreno en niveles de intensidad y los posibles efectos causados por el sismo. Este se genera a partir de la combinación de registros en sismómetros, acelerógrafos, relaciones de atenuación de la energía sísmica e información sobre condiciones sísmicas locales.

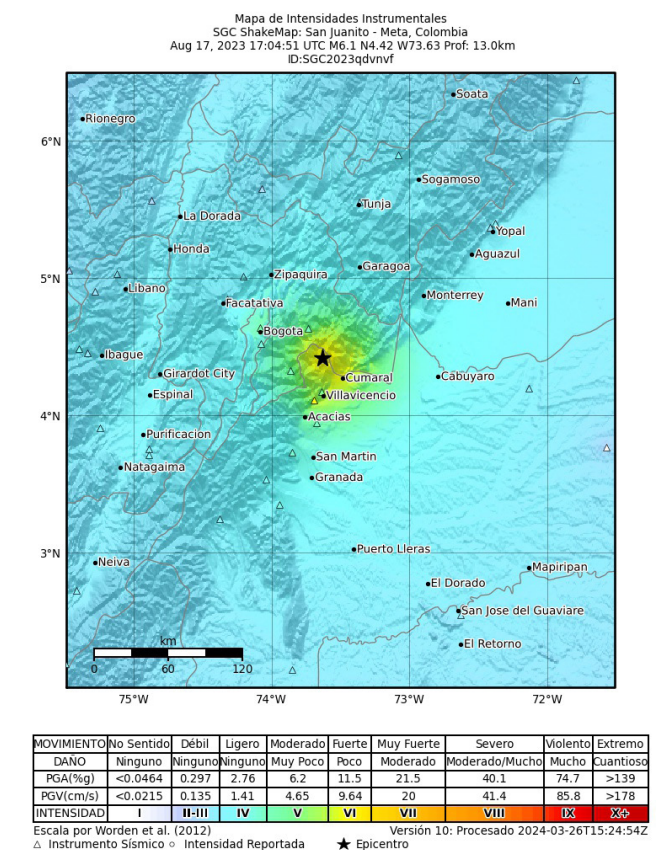


Figura 5. Mapa de intensidades instrumentales para el sismo de San Juanito - Meta. Fuente: <https://www.sgc.gov.co/detallesismo/SGC-2023qdvvnf/mmi>

Para este evento sísmico, el máximo valor de intensidad instrumental calculado fue de 6 en la Escala de Mercalli Modificada (Wood y Neumann 1931) y el mapa se generó utilizando la ecuación de predicción de movimiento propuesta por Cauzzi et al. (2015), considerando que en los últimos análisis ha sido la ecuación de mejor ajuste a los datos colombianos de sismos corticales, que incluye una aproximación de la amplificación debida al sitio.

Para evaluar la intensidad percibida, se utilizaron varias fuentes de información, destacándose la recopilada en las visitas que realizó el SGC a las poblaciones más afectadas por el sismo, así como la información proporcionada por la comunidad a través del aplicativo "Sismo sentido" del SGC (<https://sismosentido.sgc.gov.co/>). En total, se evaluó la intensidad de 358 municipios ubicados en 25 de los 32 departamentos del territorio nacional (fig. 6) utilizando la Escala Macrosísmica Europea de 1998 (EMS-98) (Grünthal 2009). La intensidad máxima observada fue de 7, lo que implica que algunas personas pierden el equilibrio, muchas se asustan y salen hacia el exterior, los muebles son desplazados y ocurren daños significativos en edificaciones altamente vulnerables. Este valor se obtuvo en los municipios de San Juanito y El Calvario (Meta),

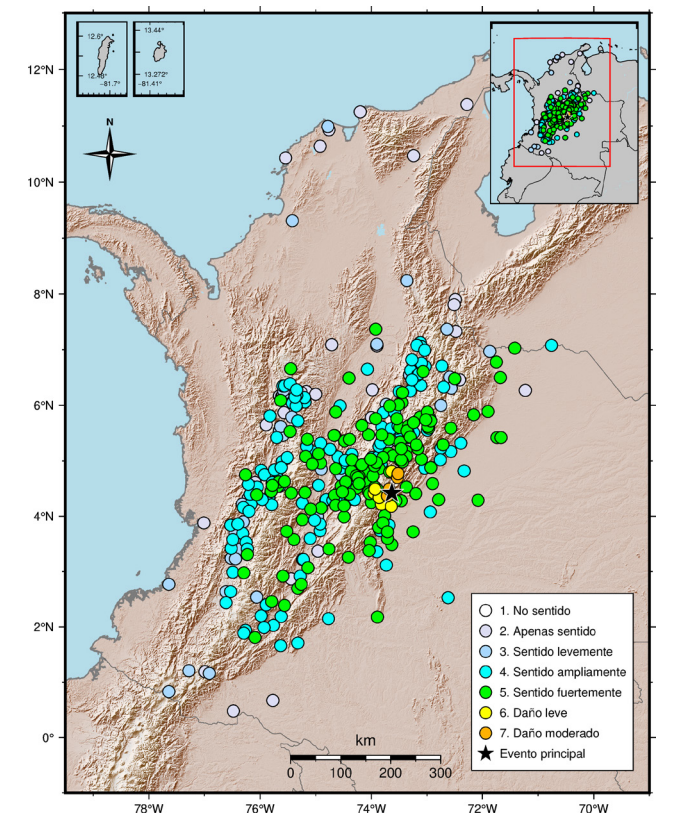


Figura 6. Mapa de intensidades percibidas basado en observaciones de campo y del aplicativo web "Sismo sentido" del SGC.

al igual que en Gachalá y Ubalá (Cundinamarca), localizados a menos de 40 km del epicentro (Sarabia et al. 2024).

En las visitas realizadas, se evidenció que las edificaciones que resultaron más afectadas por el sismo tenían algunas características en común: eran estructuras antiguas elaboradas

en tapia pisada, adobe o bloque, sin elementos de confinamiento y se encontraban en un estado de conservación deficiente. El tipo de daño más frecuente presentado en estas edificaciones fue la separación y caída de muros, aparición de grietas, así como el colapso de cubiertas, como se muestra en la figura 7 (Sarabia et al. 2024).



Figura 7. Daños observados en las viviendas del área rural de San Juanito, Meta: separación de muros y colapso parcial (foto izquierda) y total (foto derecha) de un muro de adobe.

3. Conclusiones

El sismo de M_w 6,1 ocurrido el 17 de agosto de 2023, en el municipio de San Juanito - Meta (Colombia), fue sentido en gran parte del país. Históricamente, en esta región han ocurrido sismos con magnitudes de hasta 7,1, posiblemente asociados a la actividad del Sistema de Fallas Frontal de la Cordillera Oriental y a la zona axial de la misma cordillera.

El sismo principal fue seguido por dos réplicas importantes que indican una propagación en dirección NE-SW. El mecanismo focal que caracteriza la fuente de este sismo, así como el de dichas réplicas, muestra que son generados a partir de una falla con cinemática de rumbo con componente dextral-inversa. Además, se observó una variabilidad significativa en las aceleraciones registradas en diferentes estaciones, incluso a distancias similares del epicentro. Esta variabilidad puede atribuirse a efectos de sitio y resalta la importancia de considerar estas características en la evaluación del riesgo sísmico.

A pesar de que las aceleraciones registradas en la zona epicentral fueron moderadas, alcanzando aproximadamente el 10 % de la aceleración de la gravedad, los daños resultaron significativos debido, posiblemente, a la alta vulnerabilidad de las edificaciones. Los municipios de San Juanito, El Calvario, Gachalá y Ubalá fueron los más afectados, lo cual se atribuye principalmente a las deficiencias en el diseño, construcción y calidad de los materiales de las viviendas.

4. Referencias

- Cauzzi C, Faccioli E, Vanini M y Bianchini A (2015) Updated predictive equations for broadband (0.01–10 s) horizontal response spectra and peak ground motions, based on a global dataset of digital acceleration records. *Bulletin of Earthquake Engineering*, 13 (6): 1587-1612. <https://doi.org/10.1007/s10518-014-9685-y>
- Dionicio V, Pedraza P y Poveda E (2023) Moment tensor and focal mechanism data of earthquakes recorded by Servicio Geológico Colombiano from 2014 to 2021. *Boletín Geológico*, 50 (2): <https://revistas.sgc.gov.co/index.php/boletingeo/article/view/694/652>
- Grünthal G (2009) Escala Macrosísmica Europea 1998. Conseil de l'Europe, Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie. Edición española F. Lorenzo Martín.
- Helmholtz-Centre Potsdam GFZ German Research Centre for Geosciences y GEMPA GmbH. (2008). The SeisComP seismological software package [Software]. GFZ Data Services. <https://doi.org/10.5880/GFZ.2.4.2020.003>
- Muñoz Lopez C, Velasquez L y Dionicio V (2020) Calibration of Local Magnitude Scale for Colombia. *Bulletin of the Seismological Society of America*. 110 (4): 1971–1981. <https://doi.org/10.1785/0120190226>
- Sarabia A, Barbosa B, Pérez H y Montejo J (2024) Estimación de efectos e intensidades del sismo ocurrido el 17 de agosto de 2023 en San Juanito, Meta (en preparación). Servicio Geológico Colombiano.
- Wood H O y Neumann F (1931) Modified Mercalli intensity scale of 1931. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 21 (4): 277–283. <https://doi.org/10.1785/BSSA0210040277>



Geología de terremotos orientada al cálculo de la amenaza sísmica: estudio piloto en el borde llanero colombiano, colaboración científica-técnica IGME-SGC

Julián García Mayordomo^a (ORCID: 0000-0001-9203-271X), Raquel Martín Banda^a (ORCID: 0000-0002-2078-9921), Jesús García Senz^a (ORCID: 0000-0003-3345-5370), Léa Pousse^b (ORCID: 0000-0003-2833-411X), David Robayo^c (ORCID: 0009-0006-0784-9703), Iván Ortiz^c (ORCID: 0000-0003-0926-7492), Julián Montejo^c (ORCID: 0000-0002-7393-4280), Mónica Arcila^c (ORCID: 0000-0003-2158-401X)

a. IGME, Calle La Calera, 1, Madrid-Tres Cantos, 28760, España

b. ISTERre, Université Grenoble Alpes, Université Savoie Mont Blanc, CNRS, IRD, Univ. G. Eiffel, Grenoble, France

c. SGC, Diagonal 53 N° 34-53, Bogotá D.C., Colombia

Correo de contacto: julian.garcia@igme.es

Keywords: amenaza sísmica, tectónica cuaternaria, paleosismología, fuentes sismogénicas

Resumen

Se presentan los objetivos y metodología desarrollada en un estudio de identificación y caracterización de fuentes sismogénicas en el borde llanero (Departamento del Meta, Colombia) en la zona de enlace entre las fallas de Algeciras y Guaicaramo, para la estimación de la amenaza sísmica en las principales ciudades de la zona (Villavicencio, Acacías) y en Bogotá. Se trata de una investigación llevada a cabo conjuntamente por el IGME-CSIC (España) y el SGC (Colombia), con apoyo del ISTERre (Francia), que se encuentra en avanzado estado de consecución.

1. Introducción

El pronóstico robusto y la prevención siguen siendo hoy en día el medio más eficaz para reducir las futuras consecuencias dañinas que la ocurrencia de los terremotos puede provocar en un país. La estimación de la sacudida sísmica del terreno para diferentes niveles de probabilidad (amenaza sísmica) es la pieza clave para una adecuada prevención. Es a partir de la estimación de la amenaza cuando se pueden establecer las medidas de mitigación del daño más eficaces: ya sea en el diseño y construcción sismorresistente de infraestructuras o en la elaboración de planes de emergencia.

Los resultados del cálculo probabilista de la amenaza sísmica dependen, entre otros factores, de cómo se modele en la zona de estudio la ocurrencia temporal y espacial de los terremotos (fuentes sismogénicas). En la actualidad, los estudios más avanzados se orientan a modelar con el mejor detalle geológico posible las propias fuentes de los terremotos: las fallas activas. Sin embargo, la cantidad, calidad y significancia de los datos geológicos sobre actividad de fallas en una región no siempre están disponibles, ya sea porque sencillamente aún no se han desarrollado estudios del Cuaternario y geomorfológicos, o porque los datos disponibles no se han tratado con la óptica de la modelización de fallas como fuentes de terremotos. En ambos casos, previo al cálculo propio de la

amenaza, es estrictamente necesario diseñar una campaña de obtención de datos geológicos orientada a los fines prácticos del cálculo de la amenaza. Este esfuerzo, además, sirve colateralmente para incrementar el conocimiento geológico del periodo Cuaternario en el país.

En este trabajo se presenta la metodología aplicada y resultados preliminares obtenidos en un proyecto de colaboración entre el Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC) y el Servicio Geológico Colombiano (SGC) para la identificación y caracterización de fuentes sismogénicas tipo falla en el borde llanero de la Cordillera Oriental colombiana, sector El Castillo-Acacías, y analizar su impacto en la amenaza sísmica en emplazamientos cercanos (p. ej., Acacías) y lejanos (p. ej., Bogotá). Se trata, por tanto, de una investigación con dos partes claramente diferenciadas. Una primera, orientada a obtener datos geológicos esenciales para una robusta modelización de las fallas activas en términos de geometría y recurrencia sísmica; y, una segunda, de integración de estos datos, y su incertidumbre, en un cálculo probabilista de la amenaza. A partir del análisis de los resultados de amenaza se persigue poner de manifiesto la importancia relativa de unos parámetros de falla respecto a otros y guiar el planteamiento de nuevos proyectos de investigación en la región o en otras partes del país.

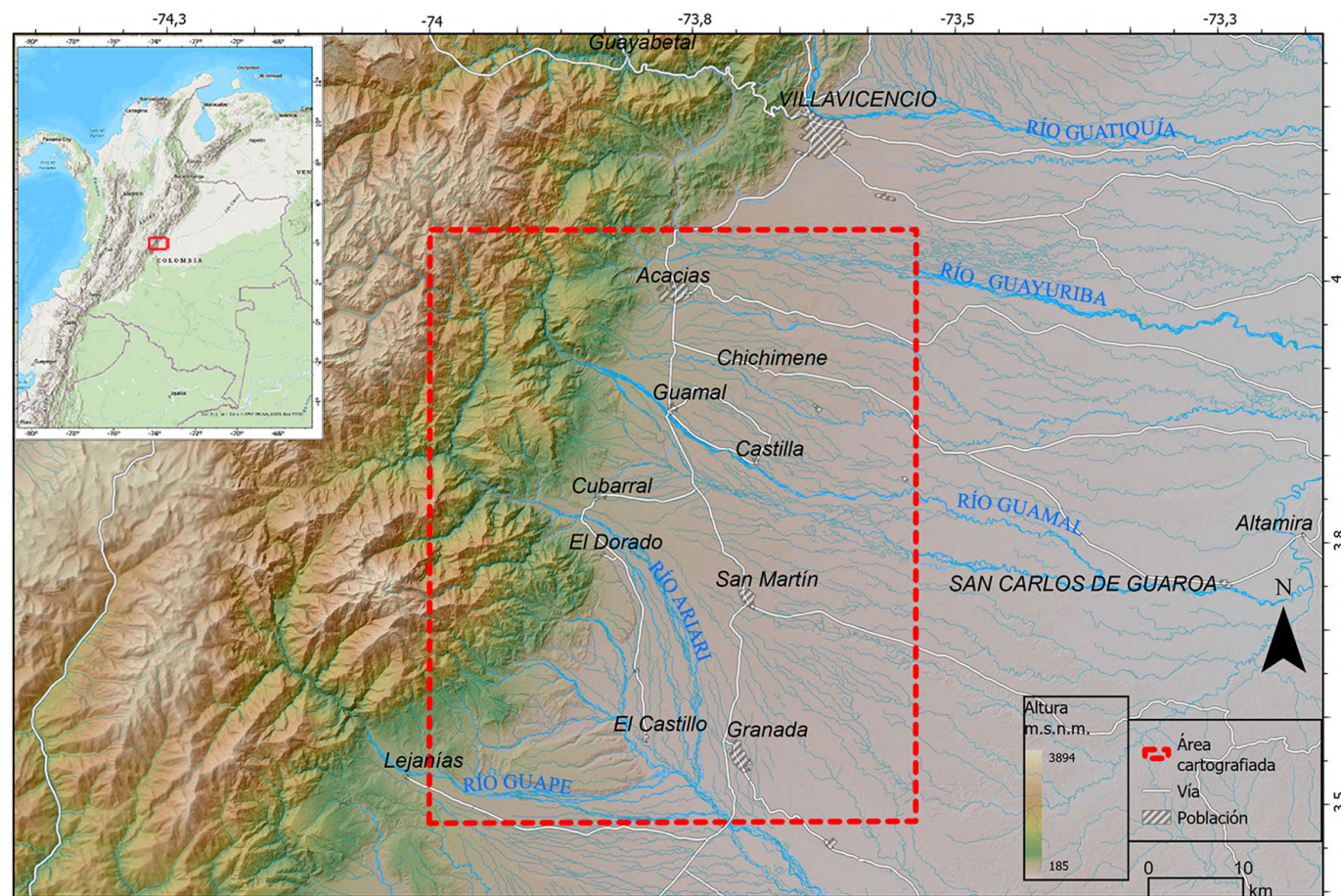


Figura 1. Localización geográfica de la zona de estudio. El recuadro marca el área cartografiada.

2. Área de estudio

La zona de estudio comprende el frente montañoso y piedemonte llanero de la Cordillera Oriental, aproximadamente un área de 3 215 km² entre los ríos Guape y Guayuriba (fig. 1). A lo largo de esta zona se produce un importante cambio de estilo estructural del frente de la cordillera, pasando de una tectónica de marcada componente direccional representada por la falla de Algeciras al suroeste, al sistema de cabalgamientos de Guaicaramo al noreste. En esta zona de transición aparecen una serie de fallas con evidencias notables de actividad reciente, siendo la falla de Villavicencio y la de Chichimene las de mayor entidad. La falla de Villavicencio puede dividirse en dos secciones, una primera desde el río Ariari hasta el río Guayuriba (30 km), y una segunda más larga hasta el río Guacavía (38 km), unos 20 km al NE de Villavicencio. En este proyecto, la actividad de trabajo de campo se centró en la primera sección. La falla de Chichimene se reconoce por unos 33 km en dirección NE-SW desde aproximadamente San Luis de Cubarral hasta su cruce con el río Guayuriba en pleno llano. A lo largo del pie de monte llanero se pueden distinguir varias generaciones de abanicos aluviales, el más antiguo (Formación Corneta) de edad supuestamente Pliocena, del cual sólo quedan retazos dispersos. Por otra parte,

los grandes ríos trenzados que drenan la cordillera en este sector presentan un elenco de terrazas fluviales con control tectónico. Si bien la actividad reciente de las fallas descritas anteriormente ya fue advertida de modo general en estudios anteriores (p. ej., París y Romero 1993; París et al. 2000; Ruiz et al. 2019), la presente investigación se centra en obtener datos más precisos y cuantitativos para su modelado apropiado en el cálculo de amenaza sísmica objeto del presente estudio.

Es de resaltar que la zona de estudio ha sido escenario de sismos mayores con importantes afectaciones en la región y en ciudades principales como Bogotá y Villavicencio. Ejemplos de estos son los eventos de 1743 (6,2 M_w); 1785 (7,1 M_w); 1917 (7,0 M_w); 1988 (5,0 M_w), 1995 (6,5 M_w) y 2008 (5,9 M_w), siendo los más recientes los ocurridos en agosto de 2023 (6,1 M_w y 5,6 M_w) que fueron sentidos ampliamente en el piedemonte oriental de la Cordillera Oriental y en Bogotá.

3. Metodología

La metodología aplicada en este proyecto es sumamente pluridisciplinar, abarcando tanto técnicas de observación remota de la superficie terrestre, como de geología de subsuelo, así como trabajo de campo cartográfico con recogida de muestras

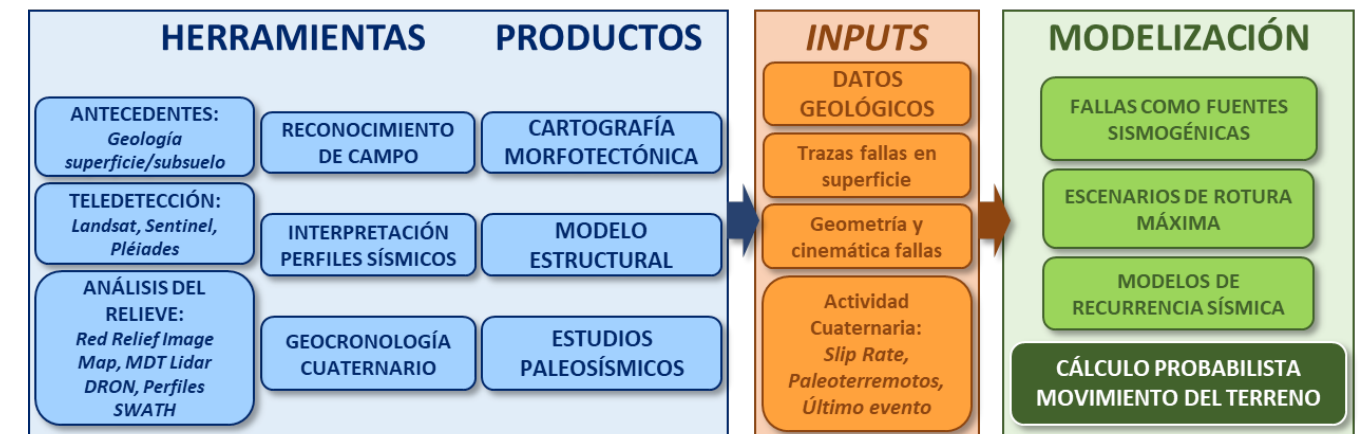


Figura 2. Sinopsis de la metodología empleada en el presente proyecto. Se indican, en primer lugar, las herramientas empleadas y los productos resultantes de su aplicación con el objetivo de obtener los datos geológicos necesarios para la modelización de las fallas cuaternarias como fuentes sísmicas y las variantes relacionadas con los escenarios de rotura máxima de las mismas (p. ej. Roturas por segmentos vs roturas completas o multifalla), así como los modelos de recurrencia sísmica (p. ej. Terremoto característico vs distribución de Gutenberg-Richter) considerados para el cálculo probabilista de la peligrosidad sísmica.

para datación geocronológica y apertura de trincheras de investigación paleosísmica (fig. 2).

3.1. Cartografía del Cuaternario y Morfoestructural

La cartografía morfoestratigráfica y morfoestructural del Cuaternario persigue identificar aquellas fallas con evidencias de actividad tectónica reciente, determinar su posición espacial en longitud y anchura, y establecer su grado de actividad. Los resultados de este trabajo también dan lugar a la identificación de emplazamientos de interés donde poder estudiar localmente la actividad de las fallas mediante trincheras paleosísmicas. Las herramientas empleadas han sido: i) la teledetección, a partir de imágenes de distribución tanto gratuita (Landsat-8, Sentinel-2) como comerciales (Pléiades); ii) el análisis del relieve, utilizando el MDT (resolución 5 m) procedente del satélite GeoSAR, con mejora cualitativa de la resolución mediante el procesado *Red Relief Image Map* (Yokoyama et al. 2002) y cuantitativa (alcanzando una resolución centimétrica) a través del procesamiento de los datos obtenidos mediante vuelos de dron LiDAR en zonas de interés, así como la realización de perfiles topográficos de tipo *swath*; y por último, iii) el reconocimiento de campo, con un total de 800 estaciones de observación o muestreo realizadas.

3.2. Análisis e interpretación de líneas sísmicas. Cortes geológicos.

En esta zona existen abundantes datos de subsuelo provenientes de la exploración petrolera. Se seleccionaron 14 líneas sísmicas y 22 pozos cercanos para su incorporación en cortes geológicos a través de estructuras con indicios de actividad reciente. La construcción estructural se ha realizado en un entorno 3D en el programa *Move™* integrando los contactos de los mapas geológicos con los horizontes y fallas interpretados en las secciones sísmicas.

El objetivo ha sido proporcionar el marco estructural para el estudio de la geomorfología tectónica, relacionando la expresión superficial de la actividad reciente de fallas emergentes o ciegas y su estructura profunda, de modo que se pueda obtener un modelo geométrico y cinemático de los sistemas de fallas (buzamientos, dirección, área y longitud de las superficies de falla), así como estimaciones de la velocidad de la falla a partir de la separación de los horizontes estratigráficos.

3.3. Reconocimientos de campo y trincheras paleosísmicas

Las campañas de trabajo en campo consistieron en reconocimientos *in situ* de las geoformas, litologías y estructuras del área, así como en la localización precisa de emplazamientos de interés para la realización de muestreos y trincheras de investigación paleosísmica. En total se realizaron cinco campañas de campo de unos 10 días de duración cada una. Se tomaron gran cantidad de datos estructurales en afloramiento. Se recolectaron 155 muestras de sedimentos y rocas para posteriores dataciones por la técnica del radiocarbono por AMS (56 muestras), la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) (8 muestras) y por los isótopos cosmogénicos del berilio (91 muestras), además se recolectaron algunas muestras para análisis geoquímicos y descripción de limos. Se excavaron tres trincheras paleosismológicas en sectores afectados por la falla de Villavicencio, lo que permitió establecer eventos sísmicos de magnitud importante ocurridos en el pasado. Adicional a las tomas de mediciones y muestreos, se hicieron sobrevuelos con dron en las áreas visitadas, donde se recolectó material fotográfico para el estudio de las geoformas y se realizó el cubrimiento de 76 km² de superficie con sensor LiDAR para la obtención de un modelo digital de terreno de 0,1 m de resolución. Los datos obtenidos y la información procesada permitirán la caracterización geocronológica del Cuaternario en la zona, así como la parametrización de las fallas estudiadas en términos paleosísmicos (número de even-

tos, edad del último evento) y de su velocidad de movimiento (*slip rate*).

3.4. Geocronología

Este es un aspecto fundamental del proyecto y clave para un adecuado entendimiento del periodo Cuaternario, así como para la parametrización de las fallas en el posterior cálculo de amenaza. En este proyecto se han empleado las técnicas del radiocarbono por AMS, la luminiscencia ópticamente estimulada (OSL) y los isótopos cosmogénicos del berilio. La primera se ha aplicado mayoritariamente a fragmentos de carbón vegetal y, en algún caso, a muestras masivas de suelo orgánico -las muestras fueron enviadas a laboratorios comerciales-. La segunda técnica, OSL, se ha aplicado a muestras obtenidas principalmente mediante inserción mecánica de tubo de hierro en depósitos de arena fina, si bien en un caso se extrajo la muestra manualmente en condiciones de oscuridad artificial, bajo una carpa negra, y usando luz roja; las muestras fueron analizadas en el laboratorio del CENIEH en Burgos, España. El método de los isótopos cosmogénicos se ha aplicado en cinco emplazamientos (en cuatro se hicieron perfiles de profundidad y en un emplazamiento se usaron muestras de superficie). Las muestras se prepararon inicialmente en los laboratorios del SGC y luego fueron enviadas a ISTERre (Grenoble, Francia), al laboratorio GTC (Géo-thermo-chronologie), para la extracción del berilio-10 y, posteriormente, al acelerador de ASTER para la medición de átomos de berilio. Con la medida de los átomos de berilio obtenida en el acelerador, se realiza la modelización y estimación de edades de las superficies en los emplazamientos analizados.

3.5. Trabajo de gabinete: Parametrización sísmica de fallas y cálculo de amenaza

Su fin es parametrizar las fallas de acuerdo con los datos necesarios para proceder al cálculo de amenaza sísmica. Los parámetros necesarios son la geometría y cinemática del plano de falla (traza, longitud, buzamientos, profundidad mínima, máxima), sentido del deslizamiento (*rake*), su velocidad (*slip rate*), recurrencia entre eventos máximos y la edad del último evento. A partir de estos se puede estimar el umbral superior de la magnitud máxima del terremoto potencial que podría producir la falla según diferentes modelos de rotura (por secciones, multisección o multifalla), considerar diferentes modelos de recurrencia sísmica (exponencial tipo Gutenberg-Richter, GR, o Característico) así como modelos tiempo-dependientes (p. ej. tipo *Brownian Passage time*-BPT). La determinación de todos los parámetros debe incorporar la propagación de las incertidumbres asociadas a las medidas (aleatorias), así como las relaciones con el modelo seleccionado de roturas máximas y recurrencia (epistémicas). Actualmente se cuenta con una primera estimación de la amenaza producida por las fallas estudiadas en las ciudades de Acacías y Bogotá.

4. Resultados y discusión

Una de las principales aportaciones de este proyecto ha sido el establecimiento, por primera vez, de la secuencia cronoestratigráfica de las distintas generaciones de abanicos aluviales identificadas en este sector del piedemonte de la Cordillera Oriental, así como de las terrazas fluviales de los ríos principales. Esta cronoestratigrafía podrá servir de patrón

para futuros estudios en otros sectores del frente montañoso. Por otra parte, se ha cartografiado con detalle la zona de deformación de las fallas de Chichimene, Villavicencio y Algeciras Sur, identificándose en la zona de la falla de Villavicencio hasta cinco ramas representadas en superficie por escarpes que afectan depósitos y superficies cuaternarias de edades Pleistoceno inferior hasta Holoceno. En esta falla se han excavado dos trincheras: una en la rama más adelantada en la Mesa de San Pedro y otra, en la terraza aluvial media del abanico del Guamal, evidenciando su carácter de falla ciega, la ocurrencia de varios paleoterremotos y la edad del último dentro del Holoceno, tratándose este de un sismo de gran tamaño ($M_w > 7$).

Se realizaron 14 cortes geológicos sobre la base de las líneas sísmicas disponibles que permitieron caracterizar un imbricado de láminas cabalgantes de basamento con importante deformación en el frente de la cordillera y una banda de cobertera despegada y pliegues de propagación de falla enraizadas en el basamento en el antepaís proximal. La construcción de cortes geológicos completos de la cordillera apoyados en la información geológica y geofísica disponible ha permitido elaborar un modelo cortical implicando la falla principal (Algeciras) y la identificación de curvaturas en su zona de desplazamiento principal que suponen obstáculos al movimiento y favorecen el relevo con el frente de cabalgamientos de Guaicaramo. Si bien se trabajó en la determinación preliminar de las velocidades de las fallas a partir de la información geocronológica, marcadores geomorfológicos de superficie y del subsuelo (reflectores) y la geometría y cinemática de las fallas, está pendiente afinar las tasas de deslizamiento a partir de nuevos resultados de cosmogénicos. Este trabajo se desarrolló mediante una estancia de investigación de personal del SGC en el ISTERre (Univ. de Grenoble, Francia) y en el IGME (CSIC, España).

No obstante, a partir de datos preliminares y tomando como ventaja los casos prácticos del curso de verano sobre Geología de Terremotos y Amenaza Sísmica realizado en julio 2023 en el marco del proyecto OLLIN (www.ollinproyecto.com) bajo el auspicio del convenio de colaboración IGME y SGC, así como con la colaboración de la Sociedad Colombiana de Geología, se han realizado una serie de pruebas de cálculo de amenaza considerando diferentes opciones y el *software OpenQuake* (Pagani et al. 2014) desarrollado por la Fundación GEM. En particular se consideraron varias opciones en función de los escenarios posibles de terremotos máximos (roturas por segmentos o por fallas completas), el modelo geométrico de las fuentes (simple de buzamiento constante o complejo de buzamiento variable), el modelo de recurrencia sísmica (exponencial tipo GR o Característico), el *slip rate* (1 o 3 mm/año), entre otros.

En la figura 3 se presentan las curvas de peligrosidad obtenidas en un emplazamiento cercano (Acacías) y otro lejano (Bogotá). Se representa la curva de peligrosidad que resulta de cada modelo contemplado (SM1 a SM4) y la curva que corresponde a la media de todos los modelos (en verde). En

particular se ha realizado el cálculo de amenaza para una rotura máxima conjunta de las dos secciones de la falla de Villavicencio, la falla de Chichimene, con un *slip rate* de referencia de 3 mm/año, y las variantes de geometría simple o compleja (línea negra o roja) y recurrencia tipo GR o Característico (línea discontinua o continua). En primer lugar, se constata que la amenaza sísmica producida por estas fallas es cinco veces mayor en Acacías que en Bogotá. En segundo lugar, se evidencia que la variante que mayor impacto tiene es el modelo geométrico de falla. Para Acacías representa mayor peligrosidad un modelo de buzamiento simple, mientras que para Bogotá es el modelo de geometría compleja (buzamiento lístrico), el que proporciona mayor peligrosidad. Por otra parte, el modelo de recurrencia tipo GR da en general mayor amenaza en ambos emplazamientos, si bien hay que destacar la excepción que se produce en Bogotá: a partir aproximadamente del periodo de retorno de 1 000 años el modelo Característico complejo (línea continua roja) superaría al tipo GR simple (línea discontinua negra), aunque sigue resultando menor que el tipo GR complejo (línea discontinua roja). En resumen, con estas primeras pruebas se ha podido apreciar la importancia crucial que tienen los datos de entrada del modelo geométrico adoptado, especialmente para emplazamientos lejanos (Bogotá), donde geometrías lístricas de la falla por debajo de la cordillera proporcionan un espacio de distancias al emplazamiento de valores más pequeños que se traducen finalmente en valores más altos de aceleración, para igual periodo de retorno, que si se considerase un modelo simple de falla rectangular.

5. Conclusiones

El conocimiento del Cuaternario es un primer paso fundamental para identificar y caracterizar fallas activas con fines a la estimación de la peligrosidad sísmica. La aplicación de técnicas de datación geocronológica en superficies y depósitos es clave para entender la evolución geodinámica y geomorfológica reciente y, por ende, poder acotar la velocidad de movimiento de las fallas, parámetro fundamental para establecer el modelo de recurrencia sísmica de éstas. La realización de estudios de detalle de fallas activas, como por ejemplo la excavación de trincheras de investigación paleosísmica, debe idealmente plantearse sobre la base de un conocimiento previo del cuaternario y la geomorfología. Los estudios de detalle permiten idealmente estimar un número mínimo de eventos sísmicos relacionados con la falla o rama de la falla en cuestión, y la edad del más reciente, ambos parámetros clave para estimaciones probabilistas de amenaza tiempo-dependientes.

Los resultados provisionales obtenidos sobre la base de una prueba diseñada para evaluar el impacto en la amenaza de las fallas de Villavicencio y Chichimene en un emplazamiento cercano (Acacías) y otro lejano (Bogotá) señalan como variantes determinantes el modelo geométrico y de recurrencia sísmica de las fallas. En el primer caso resulta crucial para la amenaza en Bogotá la consideración o no de un modelo de

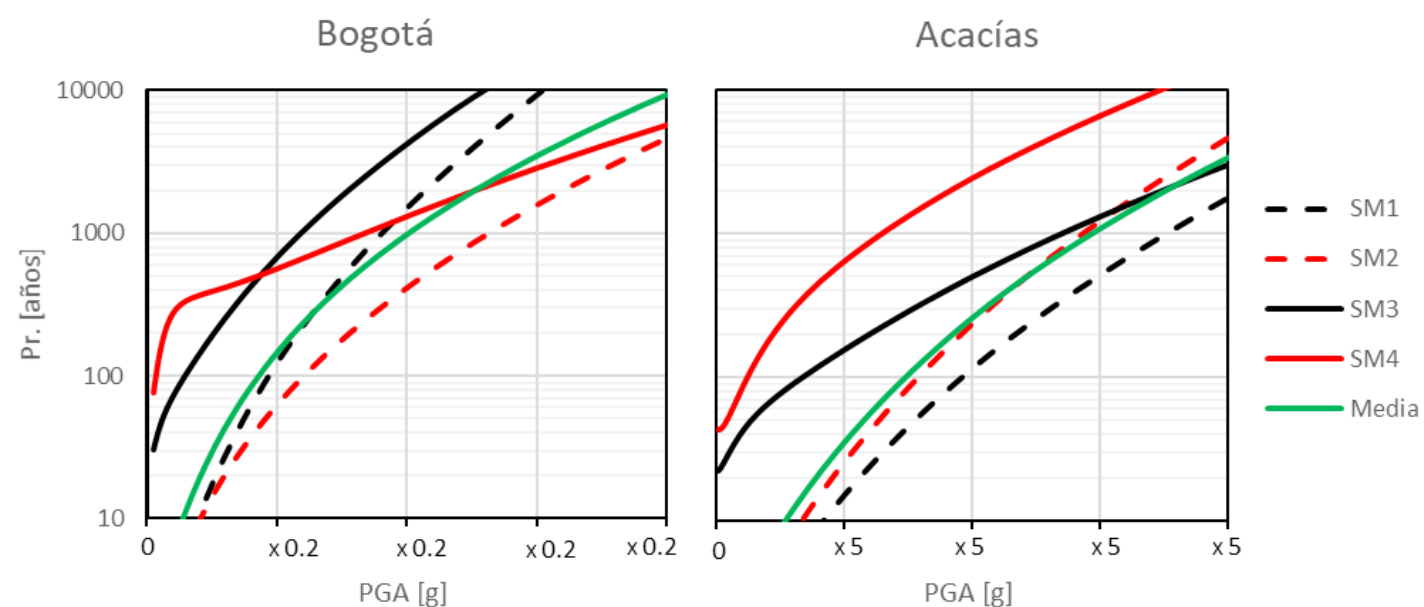


Figura 3. Curvas de peligrosidad en Acacías (emplazamiento cercano) y Bogotá (emplazamiento lejano) en términos de aceleración máxima del terreno (PGA) normalizada (se indica el número de veces que es más alta respecto de Acacías a Bogotá y viceversa) y el periodo de retorno (Pr, inverso de la tasa anual de excedencia). Las variantes del modelo general (ver texto) son: SM1 recurrencia GR y geometría simple, SM2 recurrencia GR y geometría compleja, SM3 recurrencia de tipo Característico y geometría simple, SM4 recurrencia de tipo Característico y geometría compleja. La línea verde representa el promedio de los cuatro resultados. Véase texto para interpretación.

despegue tectónico bajo la cordillera. Por otra parte, el modelo de recurrencia tipo GR aporta valores sensiblemente más altos de peligrosidad en ambos emplazamientos en comparación con un modelo de terremoto característico.

Este resultado subraya la importancia de realizar estimaciones robustas de la velocidad (*slip rate*) de las fallas e implicando todas las ramas que se reconozcan en la zona de deformación. Finalmente, en cualquier caso, el objetivo no es discriminar un modelo respecto a otro, sino proveer el criterio necesario para ponderar cada uno de manera sólida y, de este modo, gestionar adecuadamente la incertidumbre epistémica mediante un árbol lógico que se ingresará como entrada en el cálculo de amenaza sísmica final.

6. Referencias

- Pagani M, Monelli D, Weatherill, G et al. (2014) OpenQuake Engine: An Open Hazard (and Risk) Software for the Global Earthquake Model. *Seismological Research Letters* 85 (3): 692–702.
- París G y Romero J (1993) Fallas activas en Colombia. *INGEOMINAS, Boletín Geológico* 34 (2-3): 5-25.
- París G, Machette MN, Dart RD and Haller KM (2000) Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Colombia and its Offshore Regions. Open-File Report 00-0284, USGS, ILP, pp. 61, 1 map.
- Ruiz G, Sandoval A, Rangel M, et al. (2019) Estudio geomorfológico multitemporal de la dinámica fluvial del río Guamal escala 1:25.000. Bogotá, Servicio Geológico Colombiano.
- Yokoyama R, Shirasawa M and Pike RJ (2002) Visualizing topography by openness: A new application of image processing to digital elevation models. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 68 (3): 257-265.



The seismic alert system of Catalonia, NE Spain

Janira Irizarry, José Antonio Jara (ORCID: 0000-0001-6900-4833),
Sara Figueras (ORCID: 0000-0003-1804-1452)

Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC). Parc de Montjuïc sn, E-08038 Barcelona

Contact email: janira.irizarry@icgc.cat

Keywords: earthquake, alert, scenarios, damage, emergency

Summary

Currently, the Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) operates a seismic alert system for Catalonia capable of automatically detecting and notifying about the occurrence of a possible seismic event. Within minutes of the occurrence of a seismic event, this system provides reliable seismic information to Catalonia's civil protection service (CECAT) as support for the seismic emergency management plan for Catalonia, SISMICAT (2003-2021). Since its start in 2005, the system has been improved and nowadays it also provides CECAT with the required information to define the phase of the SISMICAT plan that should be activated based on the expected effects of the detected seismic event.

1. Introduction

Located in the NE of the Iberian Peninsula, Catalonia has an official surface of around 32 000 km². The seismicity of Catalonia is moderate. Just two damaging earthquakes occurred in the 20th century (intensities VIII and VII); but it is known from macroseismic records that several destructive earthquakes occurred in the past, mainly in the Middle Ages, with intensities IX and even X (Olivera et al. 2006) in the EMS-98 scale (Grünthal 1998).

The Institut Cartogràfic i Geològic de Catalunya (ICGC) operates the Catalan Seismic Network that monitors the seismicity of Catalonia (ICGC 2000). Besides, the ICGC is responsible for studying the seismicity and evaluating the seismic risk of the region. Currently, the Catalan Seismic Network consists of 21 broadband seismic stations and 26 accelerometers installed throughout Catalonia and Andorra. Waveform data from ICGC seismic stations are shared in real-time with other institutions operating in Catalonia and nearby areas. In this way, the ICGC datacenter currently receives real-time data from more than 30 stations of various operators: Andorra Recerca + Innovació (ARI), Institut d'Estudis Catalans (IEC), Observatori de l'Ebre (OE), Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM), Observatoire Midi-Pyrénées (OMP), Geo3BCN, Universitat Politècnica de Catalunya (UPC) and Instituto Geográfico Nacional (IGN). The data from these stations contribute to enhance the detection of earthquakes in the Catalonia region. Waveform data since 1984 from the seismic network of Catalonia are fully accessible through the web services of the International Federation of Digital Seismograph Networks (FDSN) (<https://doi.org/10.7914/SN/CA>) and the European Integrated Data Archive (EIDA).

ICGC is also in charge of studying and evaluating the regional seismic risk of Catalonia. ICGC developed the seismic risk

scenarios used in the Seismic emergency plan of the Catalonia region, SISMICAT (2003-2021). As part of the SISMICAT plan, ICGC established a seismic alert system to provide the Catalonia's civil protection service (CECAT) with reliable information within minutes after a potentially damaging earthquake occurs in the region. With the automatic information provided by ICGC within minutes after occurring the earthquake, CECAT can know the scale of the affectation and decide which phase of the SISMICAT plan should be activated.

2. Seismic Alert System of Catalonia

The seismic alert system of Catalonia is continuously analyzing the seismic data received in real-time from selected seismic stations. An automatic seismic detection system identifies possible seismic events and automatically determines their location, magnitude and expected intensity. If the intensity estimated for the event indicates that damage can be expected, the automatic seismic detection system activates a module that calculates the expected damages at the municipality level. If the possible seismic event is located within the Catalonia local area, its magnitude is equal or greater than 2.4 and it meets some quality requirements, an automatic notification system automatically sends messages to ICGC's seismologists and CECAT, including the key information of the seismic event location, magnitude, expected intensity, etc.

Then, the seismic alert system publishes an automatic seismic report on the ICGC website, based on the data from the automatic seismic detection, and posts the link to the report on the ICGC website homepage and on Twitter (X).

Along with the automatic system, ICGC's seismologists provide 24 hour/day support to the seismic alert system all year round. In case of a seismic alert, the seismologist reviews

the detected event to confirm that it is indeed an earthquake, and the epicenter is located within the Catalonia study region. In this case, after validating the accuracy of the location and magnitude, the seismologist confirms all the information to CECAT.

If the possible seismic event was not an earthquake within the Catalonia's study region, the ICGC seismologist must send a notification via social media discarding the possible seismic event and remove the automatic seismic report from the website. On the other hand, if the possible seismic event is an actual earthquake within the study region, the seismologist must confirm the seismic report adding information about the extent of its perception and effects, send a confirmation of the earthquake via social media and distribute the link of the seismic report through email to over 300 recipients.

2.1. Automatic Seismic Detection System (DAS)

The Automatic Seismic Detection (DAS) system, operational at ICGC since 2005, (Romeu et al. 2006), is based on Earthworm tools developed by the USGS and adapted to the local needs and conditions of the Catalan Seismic Network. It is constantly analyzing the waveforms received in real-time from selected seismic stations to automatically detect possible seismic events.

DAS system is composed by different modules, the key ones are pick_ew and binder_ew. The detection picking module pick_ew develops the Allen algorithm (Allen 1982) and was specifically configured to avoid the detection of regional and teleseismic events. The module binder_ew declares the events considering the coherent pickings and sends them into the Hypocenter locator (Lienert and Havskov 1995). The hypocentral parameters obtained initiates other calculations:

local magnitude with Localmag module, strong-motion parameters by means of Gmew module and damage scenarios with Escenaris module developed by the ICGC.

The performance results for DAS indicate that, while quarry blasts cause most of the automatic detections, local earthquakes represent the 40 % of the total events automatically detected by DAS. Detections are minimal for noise and teleseisms, but still relevant for regional earthquakes coming from regions surrounding ICGC local area. The 91 % of the local earthquakes within the ICGC catalog with magnitudes equal or greater than 2.0 are detected by DAS. For 75 % of the epicenters located, the distance differences between DAS epicenters and its corresponding revised epicenters from the ICGC catalog are less than 10 km. Even if magnitude error shows a positive bias of 0.24, 78 % of local earthquakes detected by DAS have a magnitude error less than 0.5.

All the information related to the detected events, along with their waveforms, is stored in an Oracle database. The content of the database is available for queries through Posidó, the software developed by ICGC for manually processing seismic data, and through the web application WebEvents, the internal ICGC webpage used by the seismologist to consult all the data about both, the automatically detected possible seismic events and the reviewed ones.

2.2. Escenaris Module

In the case that an earthquake detected by the DAS is strong enough to be capable of causing damages, an automatic seismic damage scenario is generated by the Escenaris module (Romeu et al. 2006). This module within DAS estimates the seismic damage scenario that can be expected in the municipalities affected by the detected earthquake.

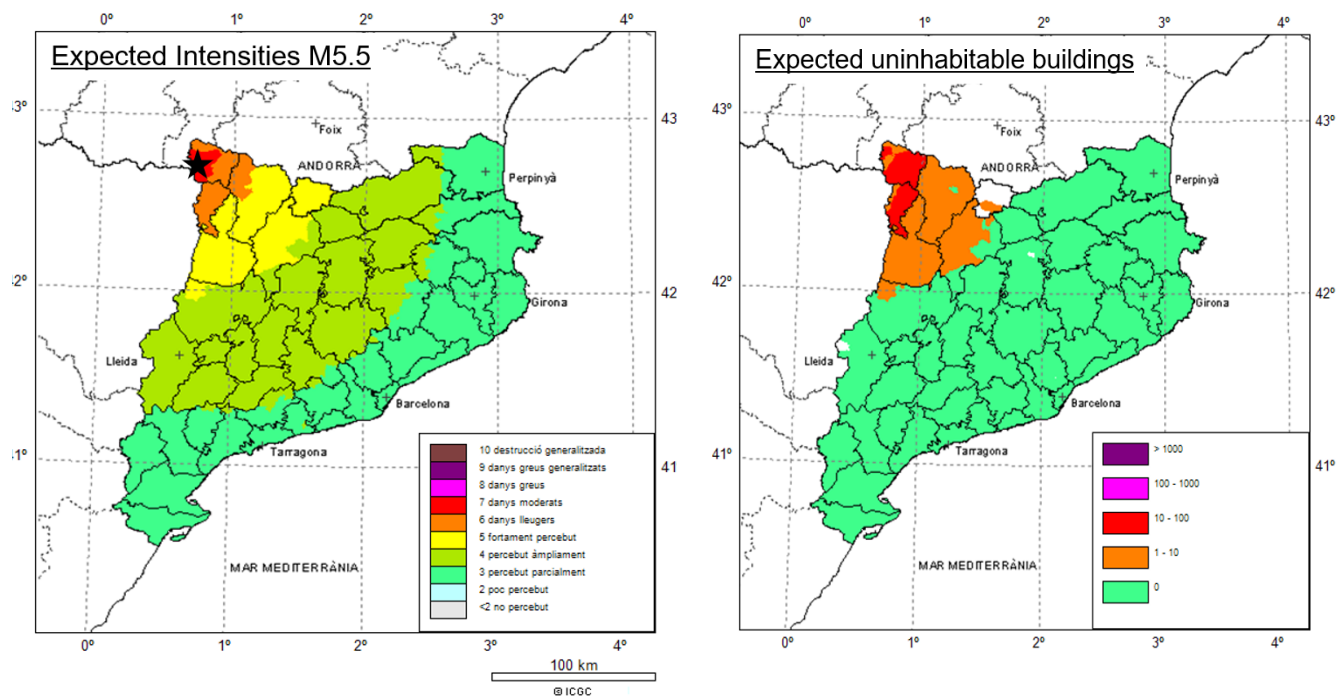


Figure 1. Simulation of the (a) expected intensities and (b) uninhabitable buildings for a hypothetical M_L 5.5 damaging earthquake at the Val d'Aran region obtained using Escenaris.

Damage scenarios are obtained using the methodology proposed by Roca et al. (2006). It incorporates a seismic vulnerability database with a built-in statistical distribution of vulnerability classes based on the EMS-98 scale specifically developed for the Catalonia region. The distribution of vulnerability classes is based only on information about the height and period of construction of the buildings. The associated damage probability matrices are based on damage observations from the 1980 Irpinia earthquake. Losses are expressed in terms of both physical (uninhabitable buildings) and social impact (number of fatalities, injured and homeless) as well as in terms of the number of dwellings associated to each of the damage grades of the EMS-98. The output from the damage scenario is organized in the form of tables and maps. The Escenaris module can also be used to simulate damage scenarios without an automatic detection being needed. Figure 1 shows an example of the expected intensities and expected number of uninhabitable buildings for the municipalities affected by a hypothetical earthquake of M_L 5.5 with an epicenter at the Val d'Aran region in the northwest part of Catalonia.

2.3. Automatic Notification System (Teleavis)

When an event detected by DAS system fulfils certain criteria its epicenter is located inside the ICGC local area with magnitude equal or greater than 2.4 and it meets some quality parameters (minimum number of arrivals, channel magnitudes, RMS within a threshold, etc.), Teleavis (software developed at ICGC; Romeu et al. 2006) sends an automatic notification via SMS, email and FTP to 58 regional administration users within a few minutes after the earthquake occurs. This notification includes the hypocentral parameters and a set of automatically generated maps showing the epicenter location, the expected intensity and the peak ground acceleration and velocity for certain seismic stations.

It also automatically sends a GSE format file to contribute to the EMSC-CSEM (Euro-Mediterranean Seismological Centre) Real Time Seismicity Service (<http://www.emsc-csem.org/Earthquake/>). In addition, the automatic notification indicates the phase of the SISMICAT plan that should be activated, based on the expected maximum intensity within Catalonia.

In case of expected damages, the notification sent by email also includes the automatic damage scenario obtained using Escenaris along with summary tables and maps. This information is only sent to Catalonia's civil protection services and ICGC's seismologists.

Figure 2 shows the waveform section of WebEvents web app for the DAS automatic detection of the M_L 4.2 earthquake that occurred on August 28th, 2023 at the Val d'Aran region, in the northwest part of Catalonia near its border with the Osca region. This automatic detection was available just a few minutes after the earthquake occurred. This figure also shows the automatic alert email sent to ICGC's seismologist and CECAT just six minutes after the earthquake occurred. As the expected maximum intensity within Catalonia was IV-V, the alert phase of the SISMICAT plan was suggested to be activated.

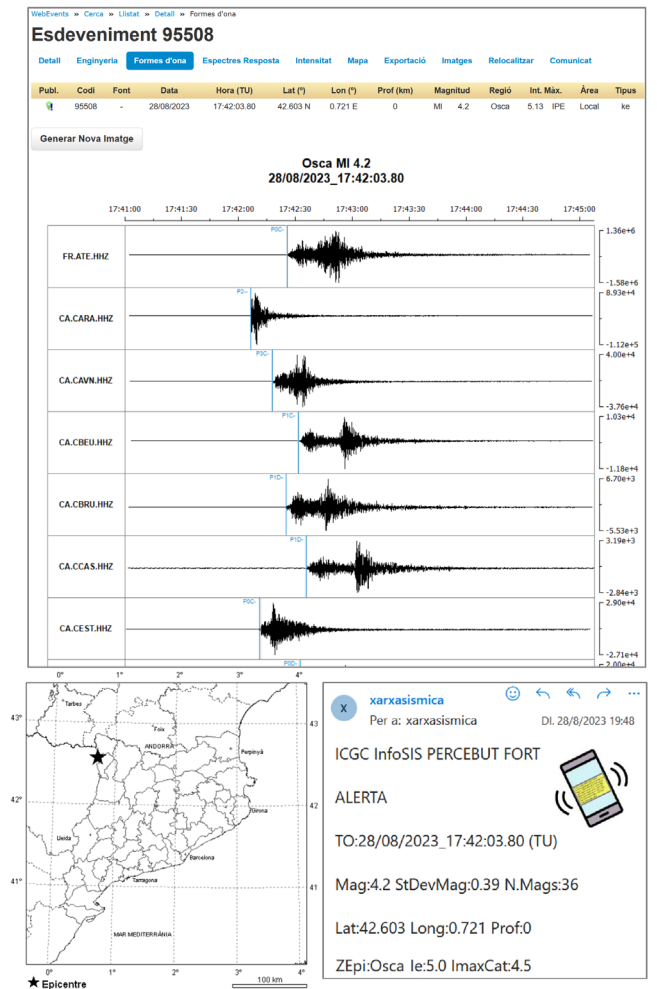


Figure 2. DAS detection and Teleavis email notification for the M_L 4.2 Val d'Aran earthquake on August 28th, 2023.

2.4. Automatic Seismic Report

An automatic seismic report is created by the seismic alert system using the data from the automatic detection provided by DAS. This automatic seismic report includes the basic hypocentral parameters, and four automatically generated maps depicting: 1) the epicenter location, 2) the expected intensity for the affected municipalities and both the 3) acceleration and 4) velocity peak ground motion values (PGA and PGV) registered at selected seismic stations. This automatic seismic report is automatically published at the ICGC website and a link to the report is posted automatically to the home page of the ICGC website and Twitter (X).

After ICGC seismologists confirm the nature of the detected event, the automatic report is validated, modified if necessary and distributed through social media and email. Figure 3 shows the final version of the validated seismic report for the M_L 4.2 earthquake that occurred at the Val d'Aran on August 28th, 2023. The automatic seismic report for this earthquake was posted within minutes after its occurrence.

As it was a widely felt earthquake, the ICGC seismologist updated the report several times. Initially, the report was confirmed and data about its perception was added. A few hours later,

the seismologist added information about several aftershocks detected, two of which had been felt by the population.

2.5. WebMacro

The data about the extent of the perception and effects of the earthquake is gathered through the macroseismic questionnaire published on the ICGC website. To evaluate intensities based on this data, ICGC developed the WebMacro system (Jara et al. 2021). WebMacro automatically manages and evaluates the intensities associated to the macroseismic questionnaires as soon as they are received by implementing the “Did You Feel It” method (Wald et al. 2012). Within minutes of receiving macroseismic questionnaires, ICGC seismologists can consult through an internal website the automatic results obtained by WebMacro.

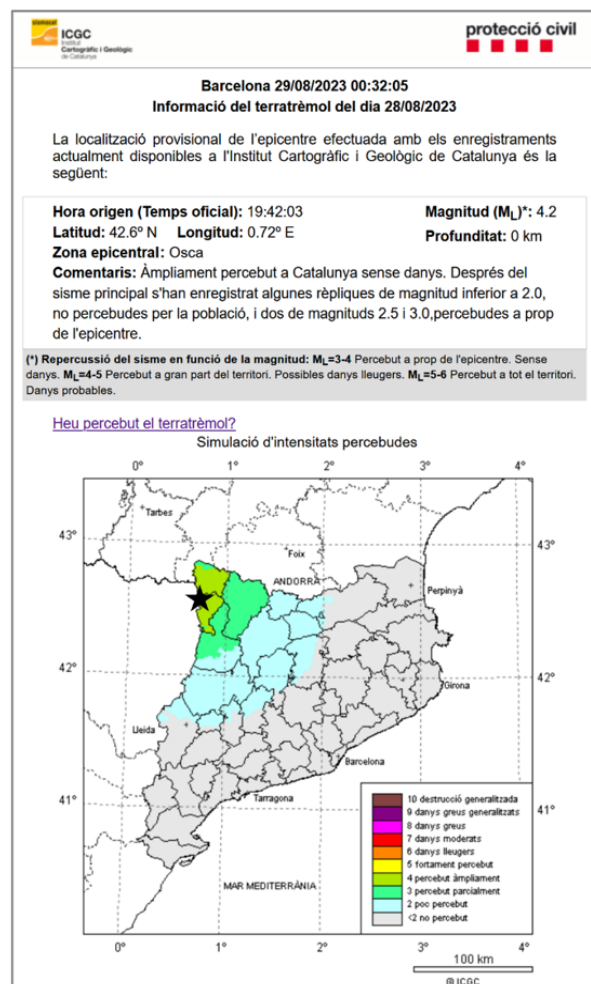


Figure 3. Verified seismic report for the M_L 4.2 Val d'Aran earthquake on August 28th, 2023.

Since 2021, WebMacro has improved the collection, management and analysis of Catalonia macroseismic data. It provides a fast and automatic evaluation of the received perception data, allowing confirmation of the maximum intensity for an event and the extent and distribution of the felt intensities. These results can be consulted as maps and lists of the locations where the event was felt to provide useful information to CECAT in the case of a seismic alert.

Currently, the WebMacro automatic intensity assessment system is being tested, hence its results are only available to the ICGC seismologists.

3. Conclusions

Since 2005, ICGC has been developing and enhancing the seismic alert system of Catalonia. Currently, the alert system provides reliable automatic detection for magnitudes equal or greater than 1.7, meaning that the system will be able to generate a seismic alert for most of the earthquakes expected to be felt. So, reliable seismic information can be provided to both CECAT and the public in just a few minutes after the occurrence of the seismic event.

Moreover, the seismic alert system is not only capable of detecting and notifying about the occurrence of a possible seismic event, but it also estimates the expected intensity related to the event and, in the case that possible damages can be expected, the system generates a seismic damage scenario indicating the expected damages for the affected municipalities.

The estimation of the expected intensity and possible damages has proven useful for providing CECAT full support for the SISMICAT, the seismic emergency management plan for Catalonia. The intensity estimation provides the basic information that CECAT needs to define the phase of the SISMICAT plan that must be activated, after the occurrence of the earthquake is confirmed. Besides, in recent seismic drills, the seismic damage scenarios provided by the system proved useful in organizing the resources needed to manage the emergency.

4. References

- Allen RV (1982) Automatic Phase Pickers: Their Present Use and Future Prospects, *Bull Seism Soc Am*, 72, S225-S242.
- ICGC (2000) Catalan Seismic Network. International Federation of Digital Seismograph Networks. Other/Seismic Network. doi:10.7914/SN/CA
- Grünthal G (ed.) (1998) European Macroseismic Scale 1998, *Cahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, 15, Luxembourg, 99 pp.
- Jara JA, Romeu N, Martí X et al (2021) “Automatización de la interpretación de los cuestionarios macrosísmicos del ICGC”, POCRISC report, <https://pocrisc.eu/>, 54 pp
- Lienert BR, Havskov J, (1995) A Computer Program for Locating Earthquakes Both Locally and Globally. *Seismol Res Lett*, 66 (5), 26-36, doi:10.1785/gssrl.66.5.26.
- Olivera C, Redondo E, Lambert J et al (2006). Els terratrèmols dels segles XIV i XV a Catalunya, Barcelona, Institut Cartogràfic de Catalunya, ISBN 84-393-6961-1. Accessed 26 March 2024 http://www.igc.cat/web/files/IGC_2006_sismologia_segles.pdf.
- Roca A, Goula X, Susagna T et al (2006) A simplified method for vulnerability assessment of dwelling buildings and estimation of damage scenarios in Spain. *Bull Earthq Eng*, 4 (2), 141-158.
- Romeu N, Jara JA, Goula X et al (2006) Sistema automático de información sísmica. *Proceedings 5th Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, 3 p.
- SISMICAT (2003-2021) Pla especial d'emergències sísmiques a Catalunya, Accessed 21 March 2024 https://interior.gencat.cat/ca/arees_dactuacio/proteccio_civil/plans-proteccio-civil/plans-especials/sismicat/index.html
- Wald DJ, Quitoriano V, Worden CB, et al (2012) USGS “Did You Feel It?” Internet-based Macroseismic Intensity Maps. *Annals of Geophysics*, 54, No. 6, 2011; doi:10.4401/ag-5354

Fault and soil characterization for seismic hazard assessment in mainland Portugal, an overview

Ricardo Ressurreição^a (ORCID: 0000-0003-3201-3650), Ruben Dias^a (ORCID: 0000-0003-1654-809X), João Carvalho^a (ORCID: 0000-0003-2227-3918), Catarina Moniz^a, J. Cabral^b (ORCID: 0000-0003-4175-6835)

^a Laboratório Nacional de Energia e Geologia, Estrada da Portela Bairro do Zambujal, Apartado 7586, Alfragide, 2610-999 Amadora, Portugal

^b Instituto Dom Luiz, Faculdade de Ciências da Universidade de Lisboa, Campo Grande Edifício C1, Piso 1, 1749-016 Lisboa, Portugal

Contact mail: joao.carvalho@lneg.pt

Keywords: seismic hazard, geological mapping, seismic reflection, soil classification, V_{s30} maps

Abstract

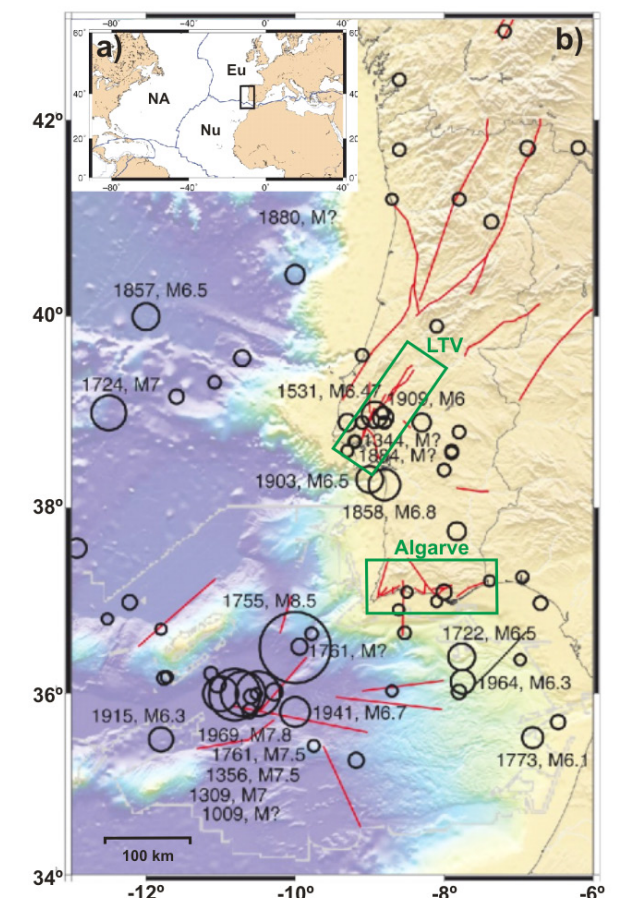
Portugal mainland has been affected by destructive earthquakes that caused important economic and human losses, such as in 1531, 1755, 1858, 1909 and 1969. Although there are several active tectonic structures with associated seismicity in Portugal mainland, the Lower Tagus Valley and the Algarve regions are those with the greatest seismic hazard. The evaluation of seismic hazard and risk for these regions is therefore of great importance. The sources of historical and instrumental earthquakes are distributed along the relatively distant Eurasia-Nubia plate boundary (interplate earthquakes), and also include local active faults (intraplate earthquakes). This work presents a general overview of the efforts carried out since 1980 to identify the local, inland seismogenic sources using geological mapping and geophysical methods and to classify local soils for seismic hazard characterization.

1. Introduction

Portugal is located near a diffuse tectonic plate boundary where there is a 4-5 mm/yr WNW-ESE oblique dextral convergence between the Eurasia and Nubia plates (Zitellini et al. 2009). Although there are several active structures with seismicity in Portugal mainland, the Lower Tagus Valley (LTV) and Algarve present the highest seismic risk due to the higher seismic hazard, population density and infrastructures. Portugal geodynamic framework is responsible for an important historical and instrumental seismicity, with large earthquakes affecting these regions, generated in an interplate context, such as the 1755 (M 8.5-9.0) and 1969 (M 7.8) events, and other earthquakes related to intraplate fault activity, such as the 1909 LTV Benavente event (M 6.0-6.2) (fig. 1).

The LTV region is located in central Portugal, where Lisbon, the Portuguese capital is sited. Throughout history, it has been affected by destructive earthquakes related to activity on the Lower Tagus Valley Fault System (LTVFS), as in 1531 (M 6.5-7.1), 1858 (M 6.8-7.1) and 1909 causing significant damage and loss of lives (Custódio et al. 2015). However, none could be undoubtedly attributed to a specific seismic source. Regional

Figure 1. a) Plate tectonics setting of Portuguese mainland; Eu-Eurasia plate; Nu-Nubia plate; NA-North America plate. b) Epicentral map of historical and instrumental earthquakes with magnitude > 5; circle radius correlates to magnitude, date and magnitude of $M \geq 6$ earthquakes are displayed; unknown magnitudes shown as 'M?'; potentially active faults shown in red (from Custódio et al. 2015).



assessment of seismic hazard and risk has been a matter of concern for a long time.

The LTVFS is a complex deformation zone with main sinistral strike slip faults trending NNE-SSW to N-S, linked by NW-SE transverse faults (e.g., Cabral et al. 2003; Carvalho et al. 2006). Geological and geomorphological mapping allowed the identification of several faults in the region that could be the source of the referred seismicity, but deformation affecting Quaternary sediments has been scarcely recognized in outcrops and is debatable. Also, in the Tagus River alluvial plain there is no morphological evidence of active faulting, as sedimentation/erosion rates erase possible surface rupture effects caused by the low slip-rate faults. Sand volcanoes have though been identified in alluvial sediments in the Benavente area following the 1909 earthquake, and morphological evidence of active tectonics was also recognized in some areas as Azambuja and Pinhal Novo, NW and SE of Lisbon, respectively. In the second half of the 20th century, seismic reflection data acquired in the LTV for the oil-industry, controlled by information from deep boreholes, began to be used for identifying major hidden fault zones (e.g., Cabral et al. 2003; Carvalho et al. 2006), while potential field data was used to locate major faults in the areas where no seismic reflection data is available. Major structures, such as the Ota, Azambuja, Vila Franca de Xira (VFX), Pinhal Novo and Porto Alto faults, were thus characterized.

The Algarve region, in southern Portugal, although closer to the Eurasia-Nubia plate boundary and therefore more susceptible to major interplate earthquakes, also presents intraplate faults that produced significant historical earthquakes such as in 1719 (IMM max. IX), 1722 (IMM max. X) and 1856 (IMM max. VIII). Instrumental seismicity is significant although registered magnitudes are rarely above 5.0 (Custódio et al. 2015). Surface studies focused on fault characterization and estimation of seismogenic potential were carried out for the entire region (e.g. Dias and Cabral, 2002) and several faults were identified with the potential to produce M 6-7 earthquakes. These include the São Marcos-Quarteira, Portimão, Carcavai and S. Teotónio-Aljezur-Sinceira-Ingrina faults, among other. Co-seismic deformation structures were also identified in Plio-Pleistocene deposits (Dias and Cabral 2002).

For the study of shallow faults, travel time tomography or ground penetrating radar (GPR) are often used. However, GPR has depth penetration problems in clayey environments with a shallow water table and travel time tomography has also limitations in areas of soft sediments with high water content. High resolution seismic reflection also offers a good resolution and works in most geological situations. For soft sediments, S-waves generally have a higher resolution than P-waves and a greater sensitivity to the subtle changes in the sediment-type or composition (e.g. Ghose et al. 2013) and has been therefore the preferred method. To corroborate the results, GPR, geoelectric (dipole-dipole configuration) or electromagnetic methods were also employed in some areas.

For the LTV region we discuss the acquisition, processing, interpretation of near surface geophysical works carried out over the VFX Fault (VFXF), to confirm its activity throughout the Holocene (fig. 2).

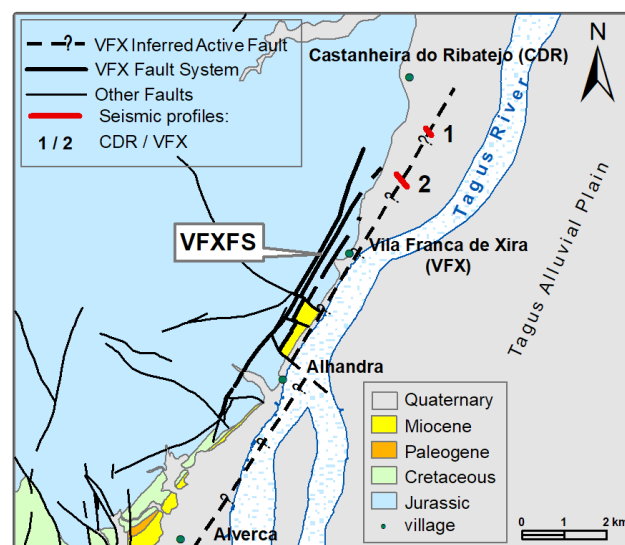


Figure 2. Geological framework of the Vila Franca de Xira Fault System, showing inferred active fault segment and sites of the geophysical work. Geology adapted from LNEG, 1962, 2008. geoportal.lneg.pt/pt/dados_abertos/cartografia_geologica/cgp50k.

For a good seismic hazard assessment, it is also important to mitigate the site effects of the ground shaking. Thus, we acquired more than 100 seismic refraction profiles to obtain S-wave velocities in all the major geological units outcropping in the LTV region, complemented with local geological surveys and the analysis of borehole data. These data were collected to produce soil classification and V_{s30} maps, which were previously built based on proxies and not direct S-wave measurements.

For the Algarve region, we present the structural mapping and geomorphological studies that were carried out and that allowed the identification of the major seismogenic faults (Dias and Cabral, 2002). For some of these faults, Quaternary activity was uncertain, and geophysical work also had to be done to confirm it. These studies were completed with the acquisition of seismic refraction profiles to measure in situ S-wave velocities and produce soil classification and V_{s30} maps.

2. Case studies

2.1. Lower Tagus Valley

Vila Franca de Xira fault

The VFXF is an NNE-SSW structure located ca. 30 km NE of Lisbon. It belongs to a system of sub-parallel faults, linked by transfer faults. The fault outcrops as an east-verging steeply dipping reverse fault affecting Jurassic and Miocene sediments (Cabral et al., 2003) and no proof of Quaternary fault activity has been found so far (fig. 2). Oil-industry P-wave seismic reflection data interpretation suggested the presence of the fault beneath the Tagus River alluvial cover along a length of at least 25 km, allowing to estimate a maximum earthquake of M_w 6.7 (Cabral et al. 2003; Carvalho et al. 2006), though the limited vertical resolution of the seismic lines (~3-5 m) prevented to confirm Holocene deformation.

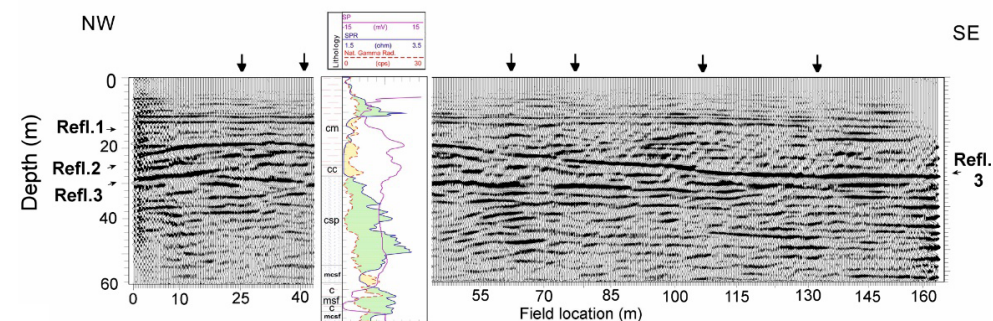


Figure 3. Migrated, depth-converted S-wave stacked section at CDR site with a nearby borehole and logs, plotted at appropriate location. SP- spontaneous potential log (SP). Lithologic log: cm- clays/silty clays; cc- compact clay; csp- coarse sand with pebbles; c- clay; mcs- medium/coarse feldspathic sand; msf- medium feldspathic sand. Arrows point to interpreted fault branch (adapted from Carvalho et al. 2020).

High resolution P-wave, S-wave and GPR profiles were acquired (Carvalho et al. 2006; Carvalho et al. 2020) to constrain the fault geometry beneath the alluvium cover, showing a major fault zone at the expected locations.

A resolution of 0.3-0.4 m was achieved in S-wave seismic data acquired at Vila Franca de Xira and Castanheira do Ribatejo (CDR) (fig. 3). The systematic integration of multiple evidence of faulting-related deformation in sediments following the approach of Ghose et al. (2013), indicated the presence of several fault strands affecting the shallow sediments. Geotechnical and water supply boreholes indicate a 50-60 m thickness for the alluvium at the CDR location and about 25 m at the VFX site, suggesting Holocene deformation. This was corroborated at the CDR site by dipole-dipole surveys, where discontinuities in the geoelectric profiles coincide with faults interpreted in the seismic data (Carvalho et al. 2020).

Trenching for surface faulting characterization in the alluvium was difficult due to the shallow water table and low cohesion of the sediments, and fault recognition was hampered by the massive nature of the alluvium lacking reference markers.

The estimation of fault parameters was thus based solely on geophysical interpretations. Elastic and visco-elastic 2D modelling of shot gathers and stacked sections was carried out. By varying distinct fault parameters such as vertical throw, fault zone width and velocity contrast with adjacent sediments, and comparing with field shot gathers, it was possible to estimate fault parameters (Carvalho et al. 2020). A vertical offset of about 3 m was inferred at the base of estimated 14 kyr old alluvium (Carvalho et al. 2020), giving a minimum fault slip rate of 0.2 mm/yr.

Soil classification and V_{s30} maps for the LTV region

These maps were built using P- and S-wave seismic velocities in the shallowest sediments, obtained mostly from seismic refraction and a few cross-hole datasets, together with lithostratigraphic studies and analyses of borehole data. The latter were used to confirm layer characteristics and assist interpretation. The results (V_{s30} and soil classification maps) show that lithological changes within each sedimentary unit prevent simple generalization of geophysical data/interpretations based solely on geological mapping.

Contrary to previously available V_{s30} maps based on proxies or gross geological generalizations, different classes are obtained inside the Holocene alluvial sediments and the Miocene units. Certain areas with Miocene outcropping, as the city of Santarém, unexpectedly fall into a moderate hazard class,

albeit showing hard rock outcrops. The resulting maps were products of the first rigorous near-surface characterization campaign undertaken in this highly populated region. The assembled velocity information can be further used to correct earthquake records from seismological stations and to update velocity models used in ground motion simulations.

2.2. Algarve region

Geological mapping of seismogenic structures

Neotectonic studies in the Algarve region (Dias and Cabral 2002) allowed the identification of Plio-Quaternary deformation expressed by regional crustal vertical movements and local faulting, tilting and folding of Plio-Quaternary sediments, related to fault activity. Fault characterization was performed through outcrop analysis, with measurement of fracturing and kinematic data. This led to the mapping of several active faults (fig. 4). Liquefaction induced soft sediment deformation structures were identified and correlated with regional faults, based on their geographical distribution, suggesting the existence of past high magnitude earthquakes.

The NW-SE S. Marcos-Quarteira fault (SMQF) is one of the most important faults in the Algarve and shows an expressive morphological lineament, with an onshore length of at least 40 km. It extends offshore to the SE for over 50 km (e.g. Cabral et al. 2017). This structure affects Calabrian to Middle Pleistocene sediments and was estimated to have the potential to generate M_w 7.0+ magnitude earthquakes (Cabral et al. 2019). It probably moved as a predominantly right lateral strike slip fault since the Pliocene (Dias and Cabral, 2002). GPS-based crustal velocity field indicates that the SMQF coincides with a NW-SE trending crustal shear zone, which may be slowly accumulating a slightly transtensional right-lateral shear strain (Cabral et al. 2017).

Other relevant structures with the potential to generate a $\geq M_w$ 6.0 are the S. Teotónio-Aljezur-Sinceira, the Portimão (PF) and the Carcavai faults. The PF is the only fault in the Algarve that has a clear correlation with an alignment of small earthquake epicenters. Geophysical methods have been applied to better constrain the geometry at depth of some of these structures, as the SMQF. For the Carcavai fault, a NE-SW sinistral strike-slip fault with a reverse component, seismic reflection and electromagnetic surveys were carried out (Carvalho et al. 2012), suggesting the occurrence of deformation affecting the Holocene alluvium. A 10 kyr return period and a slip rate of 0.06 mm/yr were estimated for this fault.

Condiciones sismotectónicas y dinámica de deformación por efectos cosísmicos en el Ecuador

Kervin Chunga^a, Carlos Narváez-Flores^b

^a Facultad de Ingeniería y Ciencias Aplicadas, Universidad Técnica de Manabí, Av. José María Urbina, Portoviejo 130111, Ecuador

^b Universidad Autónoma de Madrid, Facultad de Filosofía y Letras, Departamento de Geografía, Campus Cantoblanco, Madrid 28049, España

Correo de contacto: kervin.chunga@utm.edu.ec

Keywords: fallas capaces, intensidades, perfiles geotécnicos, efectos geológicos, Ecuador

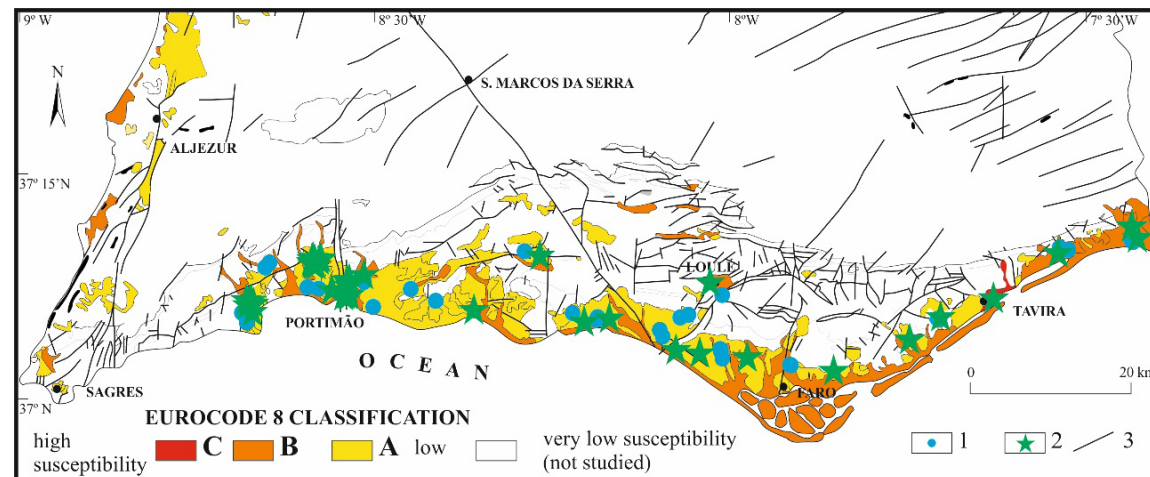


Figure 4. Soil classification map according to S-wave velocity, layer thickness and SPT data overlaid to a neotectonics map of Algarve. 1- Geotechnical sounding; 2- refraction profile; 3- faults (Dias and Cabral. 2002).

Seismic hazard maps

S-wave data is essential for microzonation studies in the absence of macroseismic data or earthquake records. Seismic refraction and SPT data are usual and reliable approaches for performing soil classifications, as well as borehole logging or multichannel analysis of surface waves. P-wave and S-wave velocities from seismic refraction data were acquired throughout Algarve providing, with surface geology and SPT data, mechanical characterization of the geological units. The SPT data compensated for problems related to velocity inversions and depth penetration. A detailed geological mapping was also done. The results obtained are presented in figure 4.

The data can be further refined in the future and combined with other types of data, such as peak ground accelerations and seismic intensities, and will constitute an important improvement in the seismic risk evaluation and mitigation in the Algarve region, providing important information for land use planning and civil protection management.

3. Conclusions

The combination of surficial geological and geomorphological analysis with underground geophysical research methods is essential to characterize potential seismogenic sources, particularly in areas such as Portugal mainland where the active faults have slip-rates lower than erosion/sedimentation processes. It is also very important to have a general knowledge of soil susceptibility to seismic wave propagation to mitigate site effects of ground shaking.

Despite all the studies carried out in mainland Portugal, of which those presented here are just an example, for most of the faults only their long-term accumulated deformation is reasonably known. Information about Holocene deformation is scarce, debatable and mostly based on geophysical methods. These are powerful tools, however with limitations. Most faults are inferred to have a strike-slip component which is difficult to identify with such methods. Efforts should be made to continue systematic research aiming to better characterize the seismic hazard in Portugal.

4. References

- Cabral J, Moniz C, Ribeiro P et al. (2003) Analysis of seismic reflection data as a tool for the seismotectonic assessment of a low activity intraplate basin - The Lower Tagus Valley (Portugal). *Journal of Seismology*, 7: 431-447. [dx.doi.org/10.1023/B:JOSE.0000005722.23106.8d](https://doi.org/10.1023/B:JOSE.0000005722.23106.8d)
- Cabral J, Brito Mendes V, Figueiredo P et al. (2017) Active tectonics in Southern Portugal (SW Iberia) inferred from GPS data. Implications on the regional geodynamics. *Journal of Geodynamics*, 112: 1-11. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2017.10.002>
- Cabral J, Dias RP, Cunha PP, et al (2019) Quaternary tectonic activity of the São Marcos-Quarteira fault (Algarve, southern Portugal): a case study for the characterization of the active geodynamic setting of SW Iberia. *J Iber Geol* 45: 427-442. doi.org/10.1007/s41513-019-00102-2
- Carvalho J, Cabral J, Gonçalves R et al (2006) Geophysical methods applied to fault characterization and earthquake potential assessment in the Lower Tagus Valley, Portugal. *Tectonophysics*, 418 (3-4): 277-297. doi.org/10.1016/j.tecto.2006.02.010
- Carvalho J, Ramalho E, Dias R et al. (2012) A Geophysical Study of the Carcavai Fault Zone, Portugal. *Pure and Applied Geophysics*, 160: 183-200. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-011-0318-y>
- Carvalho J, Alves D, Cabral J et al. (2020) Characterization of an Intraplate Seismogenic Zone Using Geophysical and Borehole Data: The Vila Franca de Xira Fault, Portugal. *Seismol. Res. Lett.* 91 (4): 2287-2297. [dx.doi.org/10.1785/0220190317](https://doi.org/10.1785/0220190317)
- Custódio S, Dias NA, Carrilho F et al. (2015) Earthquakes in western Iberia: improving the understanding of lithospheric deformation in a slowly deforming region. *Geophysical J. Int.*, 203, 127-145
- Dias R, Cabral J (2002) Interpretation of recent structures in an area of cryptokarst evolution-neotectonic versus subsidence genesis. *Geodinamica Acta*, 15: 233-248. [doi.org/10.1016/S0985-3111\(02\)01090-2](https://doi.org/10.1016/S0985-3111(02)01090-2)
- Ghose R, Carvalho J, Loureiro A (2013) Signature of fault zone deformation in near-surface soil visible in shear-wave seismic reflections. *Geophys. Research Letters*, 40: 1-5. doi.org/10.1002/grl.50241
- Zitellini N, Gràcia E, Matias L et al. (2009) The quest for the Africa-Eurasia plate boundary west of the Strait of Gibraltar. *Earth Planet. Sc. Letters*, 280 (1-4): 13-50. doi.org/10.1016/j.epsl.2008.12.005

Resumen

El registro sísmico del Ecuador litoral inicia en 1787, asociado a fuente sísmica desde fallas geológicas. Terremotos de subducción son bien documentados desde 1906 (M 8,8), con sus asignaciones de intensidades macrosísmicas. Localmente, la red sísmica registra sismos desde 1988, donde pocos eventos son bien documentados, esto debido a la recurrencia de activación de algunas estructuras sismogénicas. Este estudio describe los efectos geológicos de los recientes terremotos y su relación con los rasgos geomorfológicos y unidades litológicas, consideradas de mala calidad geotécnica (perfiles E-F, NEC-2015). Fallas activas y capaces cartografiadas en territorio, permiten asignar máximas magnitudes y PGA-rock, desde ecuaciones de regresión lineales, los cuales son confrontables con los mapas sismotectónicos del Ecuador. Una predicción de potenciales sismos en la zona de Manabí y Bolívar, precisan la necesidad de estudios de microzonación sísmica para un correcto ordenamiento territorial y pronta respuesta ante eventos adversos geológicos y sismotectónicos.

1. Introducción a la tectónica del Ecuador

El Ecuador continental es considerado una zona de alto nivel de sismicidad con valores de aceleraciones en rocas superiores a los PGA 0,5 g (aceleración de gravedad, *Peak Ground Acceleration*) y sismos en el orden de $7,2 \leq M \leq 8,8$. Históricamente, la costa norte de Esmeraldas documenta el 31 de enero de 1906 (M 8,8), el sexto sismo tsunamigénico más potente en el planeta, donde los efectos cosísmicos de daños tuvieron una duración entre cuatro y cinco minutos, y la zona de ruptura de 450 km de longitud, con máximas intensidades macrosísmicas (VIII $\leq I_0 \leq$ XI), desde Galera (Esmeraldas) hasta Buenaventura (Colombia). Posteriores sismos de 1942 (M 7,9), 1958 (M 7,9), 1979 (M 8,0) y 2016 (M 7,8), definen a este segmento tectónico de alta recurrencia sísmica (Chunga et al. 2017). Todos estos terremotos son de tipo de subducción interplaca, donde los esfuerzos de compresión son representados en mecanismos focales con distancia hipocentral menor de 30 km. Otros tipos de terremotos de subducción menos frecuentes y pocos destructivos, son los de tipo intraplaca, asociados a mecanismos focales con campos de esfuerzos de tracción, donde las distancias hipocentrales están en el orden de los 50 a 70 km de profundidad (Chunga et al. 2018).

Reciente estudios sismológicos y neotectónicos, delimitan otros segmentos tectónicos en la zona de subducción del Ecuador, difieren en su moderada tasa de recurrencia y máximas magnitudes esperadas (Unesco-IOC 2021). La zona de Manta (llamada también segmento La Plata), es caracterizada por enjambres sísmicos documentados en: (i) 1998 (120

sismos continuos registrados en tres meses, con magnitudes superiores a M_L 5), (ii) 2005 (15 eventos con M_L entre 5,0 y 6,0 y 470 sismos entre 4,0 y 4,9, durante tres meses), (iii) 2010 (10 sismos con M_L menores de 4,4, durante una semana), (iv) 2013 (13 eventos con M_L menor de 4,9, durante dos semanas), y 2021 (sismos entre 3,3 y 5,2 registrados durante tres semanas, IGEPN). En este segmento de Manta, no se conocen terremotos históricos, considerando el primer sismo costero documentado el 11 de junio de 1787. Sin embargo, estudios de paleosismología indican que, frente a Manta, un potencial sismo de M 7,6 a 7,8 con tsunami local ocurrió hace 1100 años atrás, donde registros anómalos cosísmicos de arenas (con microorganismos de ambientes de plataforma externa y talud continental) fueron encontrados en los sitios supratidales de Jaramijo y Tarqui de Manta (Chunga et al. 2018). Es decir, la costa de Ecuador inicia históricamente, a registrar sismos desde 1787, y para muchas de esas zonas litorales, los terremotos tienen mayores recurrencias y pueden ser subestimadas y definidas erróneamente, como zonas de baja sismicidad (p. ej. Santa Elena) o improbable de generar sismos de magnitudes mayores de 7,7.

Modelos numéricos de tsunamis y análisis de paleosismología en algunas provincias litorales, indican que las áreas urbanas y sectores industriales en desarrollo, son susceptibles a daños físicos (edificios, viviendas) y naturales (licuefacción de suelos, subsidencias). Desde un punto de vista del análisis del riesgo sísmico, un sismo de M 8,0, puede generar olas de tsunamis con epicentro local e impacto a las principales

ciudades costeras, en el orden de los 17 a 22 minutos (UNESCO-IOC 2021). Las infraestructuras como los aeropuertos (Esmeraldas, Manta y Salinas) son propensas a inundaciones con olas mayores de 5 m. En estas ciudades los peligros geológicos cosísmicos tendrían asignaciones de intensidades entre VIII y X (Chunga et al. 2017).

La península más saliente del Ecuador continental y más próxima a la zona de subducción, la ciudad de Salinas, es el área urbana con mayor densidad de turistas en los días festivos, alcanzando los 100 000 habitantes. Aquí, el segmento tectónico de subducción es considerado una zona de "seismic gap" con potencial terremoto de $7,4 \leq M \leq 8,0$ (UNESCO-IOC 2021). Estudios de geología urbana y de perfiles de suelos geotécnicos desde información estratigráfica son pocos documentados, y no proporcionan mapas de zonación geológica geotécnica que identifique, los sitios críticos de suelos susceptibles a licuefacción cosísmica, subsidencia antropogénica o natural, deslizamientos de taludes inestables y fallamientos superficiales. Las ciudades costeras de Esmeraldas, Portoviejo y Guayaquil tienen estudios completos de microzonación sísmica, sin embargo, las ciudades de Manta, Jama, Chone, Bahía de Caráquez, Salinas y Zaruma, tienen estudios parciales. El resto de las ciudades no inician las prospecciones geológicas y geotécnicas requeridas por la NEC-11 (2015).

2. Condiciones geológicas y efectos cosísmicos de sitios

El reciente terremoto de Pedernales de M_w 7,8 (Manabí, costa central de Ecuador, figura 1), permitió obtener valiosa información sismológica desde entidades gubernamentales, tales como: (i) registros de aceleraciones en suelos (1,4 g para Pedernales y 0,38 g para Portoviejo), inclinación del plano de subducción, distancias R_{rup} - R_{jb} , longitud de ruptura, aspereza en la interfase y recurrencia postsísmica (IGEPN). R_{rup} es la distancia perpendicular entre el plano de falla y su proyección al sitio en superficie, mientras que R_{jb} es la distancia horizontal entre el epicentro proyectado y el sitio de estudio. El área epicentral del 2016 afectó 17 790 km², con asignaciones de intensidades VII a X. Los peligros geológicos cosísmicos fueron catalogados como primarios y secundarios, donde se evidenciaron licuefacciones de suelos, deslizamientos de

materiales cohesivos (tipo coherente y más dominantes en el Ecuador) y granulares (tipo disruptivo), deslizamientos laterales en márgenes fluviales, grietas en terreno suelto y fracturas en rocas competentes, subsidencia natural o antropogénica y sumideros o "sinkhole" (Chunga et al. 2018). Todos estos rasgos litológicos y geomorfológicos permiten definir el grado de daños en el terreno, y pueden ser asociados como variables independientes. Las variables dependientes son relacionadas a los daños en infraestructuras de obras civiles. Los levantamientos de acantilados y playas litorales (1,0 m a 1,4 m en Pedernales) y reactivación de fallas geológicas (sur de Esmeraldas), son referidas a los peligros cosísmicos primarios (Chunga et al. 2018).

Datos de prospección geofísica y estratigrafía procedentes de perforaciones geotécnicas permiten delinear unidades geomorfológicas y su relación con la litología dominante. En el Ecuador, los rasgos geomorfológicos costeros más susceptibles a deformación cosísmica corresponden a los canales fluviales, y de mareas, paleo lagunas litorales, así como a los sedimentos depositados por corrientes litorales. La mayor parte de viviendas son asentadas en suelos blandos de mala calidad geotécnica (NEC-11 2015), donde las prospecciones geofísicas y campañas geológicas en estudio, estiman espesores entre 3 m y 6 m, y velocidad de la onda de corte sísmica (V_s) en el orden de los 180 m/s. Desde esta profundidad, las velocidades sísmicas se incrementan en el orden de 360 m/s a 760 m/s, hasta los 13-15 m de profundidad. Referido a la clasificación de Zhao et al. (2006), los periodos fundamentales indican un rango de 0,1 a 0,4 segundo. Para los sitios donde el substrato rocoso más competente se encuentra entre 26 m y 32 m de profundidad, se tienen periodos fundamentales de suelos en el orden de los 0,66 s y 1,6 s (referido para las ciudades de Manta y Salinas). Las ciudades de Portoviejo y Chone, se encuentran en los peores suelos geotécnicos, de materiales cohesivos intercalados con granulares con deposición sedimentaria en valles estrechos, donde el contacto con la roca se encuentra entre 50 m y 70 m de profundidad.

Los substratos rocosos corresponden en su mayoría a estratos terciarios de areniscas matriz sostenida, algunas con bloques

de basaltos andesíticos (Salinas), lutitas y arcillolitas (Esmeraldas y Portoviejo), donde los rangos de velocidades sísmicas en rocas más competentes están en orden de 800 m/s y 1 500 m/s, asignando un perfil geotécnico tipo B (NEC-11 2015). Los suelos coluviales antiguos tienen asignaciones de perfil geotécnico tipo D. Las rocas blandas tienen asignaciones tipo C, y los basaltos y dioritas asignaciones tipo A. Con estos resultados, se concluye que las viviendas asentadas en los rasgos geomorfológicos y suelos susceptibles a deformación cosísmica incrementan el nivel de riesgo en una zona urbana, donde para la mayoría de ciudades no se cuenta con una cartografía en detalle, con datos integrados de análisis geotécnicos de V_{s30} (velocidad de onda de corte hasta 30 m de profundidad), sísmica de refracción VP (velocidad primaria de compresión), periodos fundamentales del suelo y confrontadas con los valores N60 (números de golpes de la perforación) de la técnica de sondeo SPT (ensayo de penetración estándar), u otros de alta tecnología como los DMT (prueba de dilatómetro plano) y CPT (prueba de penetración por cono).

Los próximos estudios deben proporcionar nuevos datos para los mapas de geología urbana y su relación con la estratigrafía de sitio, donde las unidades litológicas de planicies intertidales, planicies aluviales, antiguas planicies de inundación, terrazas abandonadas, coluviales, aluvio-coluviales, aluvio-estuarinos y depósitos rellenados en valles aluviales, deben ser analizadas desde sus espesores, sistema unificado de clasificación de suelos (SUCS), edad geológica, periodos fundamentales de suelos y velocidades de ondas de cortes (V_{s30}). Los parámetros geológicos, geotécnicos y geofísicos son útiles para un correcto ordenamiento territorial de las ciudades con población mayor a 50 000 habitantes (normativa por aprobarse de la NEC-2025).

3. Ecuaciones aplicadas en la estimación del riesgo sísmico

Una serie de ecuaciones han sido empleadas en los análisis de peligros sísmicos en el Ecuador (Chunga et al. 2017). El acercamiento más usual para estimar la máxima magnitud es a través de una comparación de la longitud de la ruptura de la falla, así como su magnitud asociada. Para determinar la máxima magnitud (M_w) desde fallas geológicas de tipos normales, inversas y cizallas o transcurrentes, se ha empleado para Ecuador, las ecuaciones de Wesnousky (2008), como sigue:

$$\begin{aligned} \text{Fallas cizallas; } M_w &= 5,56+0,87*\text{Log}(LF) & (1) \\ \text{Fallas normales; } M_w &= 6,12+0,47*\text{Log}(LF) & (2) \\ \text{Fallas inversas; } M_w &= 4,11+1,88*\text{Log}(LF) & (3) \end{aligned}$$

Donde LF, significa la longitud de la falla geológica cartografiada en el terreno y medida en kilómetros. Para cada tipo de falla geológica capaz de generar terremotos, en este estudio consideramos el 60 % y 100 % de sus longitudes como potenciales magnitudes (mínima y máxima) de sus activaciones sísmicas (NEC-11 2015).

Otras ecuaciones basadas en relaciones empíricas de regresión de magnitud-terremoto-ruptura/desplazamiento de falla geológica, propuesta por Wells and Coppersmith (1994), como sigue:

$$\begin{aligned} \text{Magnitud estimada } (M_w) &= 5,08+1,16*\text{LOG}(Lf) \\ \text{Desplazamiento de falla (en metros)} &= \text{EXP}(-1,38+1,02*\text{LOG}(Lf)) \end{aligned}$$

Por otro parte, Leonard (2010) propone modificaciones y correcciones a la ecuación precedente, para estimar máximas magnitudes.

$$\begin{aligned} M_w &= a*\text{log}(LF)+b; \text{ siendo los coeficientes de, } a=1,52 \text{ y } b=4,33 \\ \text{Magnitud estimada } (M) &= 1,52*\text{LOG}(LF)+4,33 \end{aligned}$$

Un coeficiente sísmico requerido en los estudios de peligros sísmicos y análisis pseudo-estáticos de taludes en rocas son las máximas aceleraciones en roca (PGA-rock). La ecuación más adaptable a la realidad sismotectónica del Ecuador, es aquella propuesta por Fukushima & Tanaka (1990). La ecuación es detallada como sigue:

$$\text{PGA rock} = \frac{10^{(0,41M - \log_{10}(Z_{tor}+0,032 \times 10^{0,41M}) - 0,0034 \times Z_{tor} + 1,3)}}{980}$$

Donde Z_{tor} es el hipocentro o profundidad en kilómetros de la falla geológica. M es la magnitud estimada desde longitud de falla. Para determinar el R_{rup} considerando diferentes ángulos de inclinación (como ejemplo, se considera 15° del *dip*), se puede aplicar la siguiente ecuación:

$$R_{rup} = Z_{tor} * \text{COS}(15 * \text{PI}() / 180) + \text{DH} * \text{SENO}(15 * \text{PI}() / 180)$$

Ejemplo de Z_{tor} para el terremoto de Pedernales, que tuvo la distancia focal de 21 km de profundidad. PI es el valor 3,1416. DH es la distancia horizontal entre un sitio de estudio y la falla geológica, referida también con abreviación "Rjb". Este valor debe considerar la distancia más próxima a la falla geológica y su influencia lejana, que podría ser 100 km para terremotos de subducción, y 30 km para moderadas magnitudes desde fallas geológicas corticales. Para calcular el R_{rup} en fallas normales e inversas, considerando solamente los 45° de inclinación (Chunga et al. 2017), se recomienda aplicar la siguiente ecuación, como sigue:

$$R_{rup} = \text{RAIZ}((\text{POTENCIA}(\text{DH};2) + (\text{POTENCIA}(Z_{tor};2)))$$

Para fallas geológicas normales e inversas de alto ángulo se debe considerar una distancia focal (Z_{tor}) de 16 km, y para fallas de cizallas se debe asignar el hipocentro de 10 km de profundidad. Las aceleraciones en rocas, con valores más significativos son registrados en este tipo de falla geológica con desplazamiento de cizalla u horizontal (Chunga et al. 2017). Un caso particular es el terremoto andino de Riobamba de 1797, estimado en este estudio con $7,0 \leq M \leq 7,3$ y PGA-rock de 0,43 g. Erróneamente algunas instituciones gubernamentales de Ecuador asignan a este terremoto una magnitud de M 8,3 y un PGA-rock de 0,5 g.

4. Predicción de futuros terremotos corticales

Las recurrencias de las tasas de activación de potenciales fallas geológicas corticales, capaces de generar sismos moderados en el orden de $6,5 \leq M \leq 7,3$, pueden ser aceleradas por las

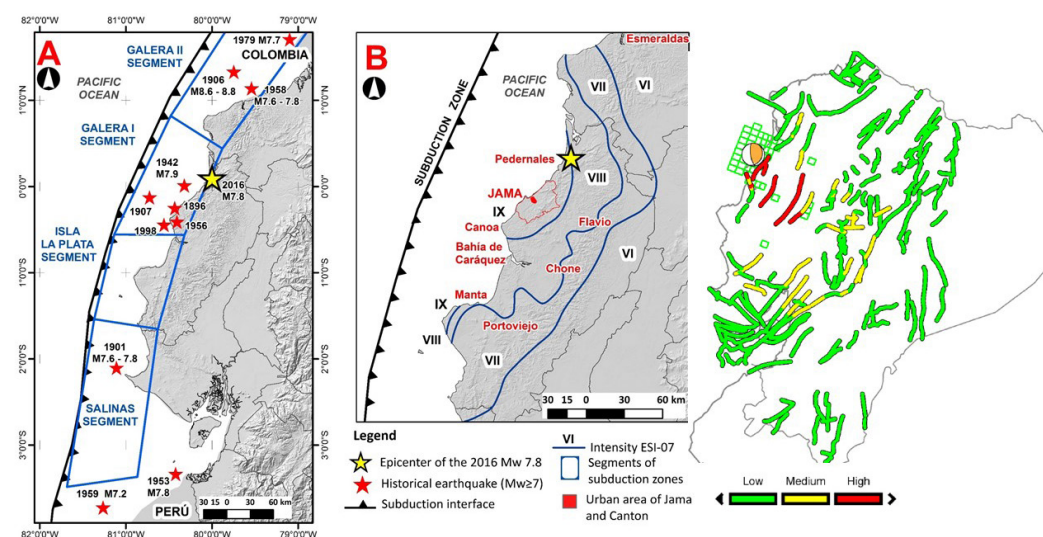


Figura 1. (A) Segmentos tectónicos de subducción. (B) Área epicentral del terremoto de M_w 7,8 del 2016 (izquierda), y su relación de potenciales incrementos de tasas de activación de fallas geológicas en el Ecuador (derecha).

combinaciones de esfuerzos tectónicos provenientes de fuertes terremotos de subducción. En la figura 1, los segmentos coloreados corresponden a las trazas de las fallas activas de Ecuador. La escala de color informa del nivel de verosimilitud de que la falla pueda ser activada por el terremoto de Pedernales (Béjar-Pizarro et al. 2018). Los tres valores posibles corresponden al incremento de esfuerzos de Coulomb (ΔCFS):

- Bajo (verde): $\Delta CFS < 0,1$ bar
- Medio (amarillo): $0,1 < \Delta CFS < 1$ bar
- Alto (rojo): $\Delta CFS > 1$ bar

El terremoto histórico de Jama 1942 (M 7,9) puede ser un caso característico de pronta activación, de una falla geológica andina del sismo de 1949 (M 6,5), y el modelo representando por Béjar-Pizarro et al. (2018) permite una estimación de potenciales fallas geológicas, que pueden activarse en las regiones centro costera y andina del Ecuador. Este mapa debe interpretarse, en términos de nivel de riesgo, del potencial de ocurrencia de nuevos terremotos. Los GAD (Gobierno Autónomo Descentralizado) Municipales de las ciudades de las provincias de Manabí y de Bolívar deben tener atención a la posibilidad de un sismo moderado, que por su cercanía podría alcanzar aceleraciones en roca entre 0,28 g y 0,36 g. En la provincia de Bolívar, ya se tiene documentados terremotos de 1674 (M 7,0), 1960 (M 6,0) y 1961 (M 6,1), todos asociados a fallas geológicas, donde los cortes de carreteras de taludes (sitio paso lateral de Guaranda, figura 2) evidencian fallamientos corticales en suelos del Holoceno, así como paleo-licuefacciones de tipo: (i) pseudo-nódulos en materiales cohesivos, (ii) volcanes de arenas “sand boils”, mezclas de sedimentos cohesivos y granulares “mixed-layers”, estructuras sin-sedimenta-



Figura 2. Deformación cósmica de sedimentos volcánicos del Holoceno, en el paso lateral de Guaranda, asociada a sismos.

rias de carga, y tipo hongo “mushroom”. Dado el breve registro de sismos históricos, es crucial implementar o exigir en las regulaciones de construcción de Ecuador, investigaciones de paleosismología, con el fin de entender la recurrencia sísmica de posibles fallas geológicas que han cortado las secuencias sedimentarias depositadas en los últimos 12 000 años.

5. Agradecimientos

A los profesores Abelardo Paucar y Marysabel Barragan, de la Universidad Estatal de Bolívar; y a todos los colegas del Grupo de Investigación de Geología Sísmica de la Universidad Técnica de Manabí y de la Secretaría Nacional de Gestión de Riesgos del Ecuador. Programa de ayudas UAM-Santander para la movilidad de jóvenes investigadores 2025.

6. References

- Béjar-Pizarro M, Álvarez GJ, Staller A, Luna M, Pérez-López R, Monserrat O, Chunga K (2018) InSAR-Based Mapping to Support Decision-Making after an Earthquake. *Remote Sensing*, 10 (6): 899. DOI: 10.3390/rs10060899
- Chunga K, Livio F, Mulas M, Ochoa-Cornejo, Besenon D, Ferrario M, Michetti AM (2018) Earthquake ground effects and intensity of the 16 April 2016, M_w 7.8 Pedernales Earthquake (Ecuador): implications for the source characterization of large subduction earthquakes. *Bulletin of the Seismological Society of America* 108 (6): 3384-3397. doi: 10.1785/0120180051.
- Chunga K, Toulkeridis T, Vera-Grunauer X, Gutierrez M, Cahuana N, Alvarez A (2017) A review of earthquakes and tsunami records and characterization of capable faults on the northwestern coast of Ecuador. *Journal of Science of Tsunami Hazards* 36 (3): 100-124.
- Fukushima Y, Tanaka T (1990) A new attenuation relation for peak horizontal acceleration of strong earthquake ground motion in Japan. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 80: 757-783.
- IGEPN Instituto Geofísico Escuela Politécnica Nacional (2018). Available online: <http://www.igepn.edu.ec/solicitud-de-datos> (accessed on 2 October 2024).
- Leonard M (2010) Earthquake fault scaling: Self consistent relating of rupture length width, average displacement, and moment release. *Bulletin of the Seismological Society of America* 100 (5A): 1971-1988.
- NEC-11 (2015) Norma Ecuatoriana de la Construcción. Registro Oficial No. 413 del 10 de enero de 2015. Available online: <https://www.habitatyvivienda.gob.ec/documentos-normativos-nec-norma-ecuatoriana-de-la-construccion/> (accessed on 11 August 2024).
- Wells, DL, Coppersmith KJ, (1994) New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4): 974-1002. doi: <https://doi.org/10.1785/BSSA0840040974>.
- Wesnousky SG (2008) Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 98: 1609-1632.
- UNESCO-IOC (2021) Expert Meeting on Tsunami Sources, Hazards, Risk and Uncertainties Associated with the Colombia-Ecuador Subduction Zone, Guayaquil, Ecuador, 27-29 January 2019; Workshop Reports, 295; UNESCO: Paris, France, 2021.
- Zhao JX, Zhang J, Asano A, Ohno Y, Oouchi T, Takahashi T, Oga-wa H, Irikura K, Fukushima Y (2006) Attenuation Relations of Strong Ground Motion in Japan Using Site Classification Based on Predominant Period. *Bulletin of the Seismological Society of America* 96 (3): 898-913. doi: <https://doi.org/10.1785/0120050122>.

Contexto geodinámico e impacto del terremoto del 10 de noviembre del 2024 en la región oriental de Cuba

Enrique D. Arango^a (ORCID: 0000-0001-6035-3121), Bladimir Moreno^a (ORCID: 0000-0002-7830-5184), Darío Candebat^a (ORCID: 0000-0002-0066-4937), O’Leary F. González^{a,b} (ORCID: 0000-0003-0810-3656)

^a Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas, Calle 17, No. 61, entre 4 y 6, Reparto Vista Alegre, Municipio y provincia Santiago de Cuba, 90400, Cuba

^b Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Martinica, Instituto de Física del Globo de París, Francia. Habitation Blondel – Morne la Rosette – Route de l’ancien Observatoire 97250 Saint-Pierre, Martinique FWI

Correo de contacto: oleary@cenais.cu

Palabras claves: falla Oriente, región oriental de Cuba, vulnerabilidad sísmica, intensidad sísmica, daños, microplaca de Gonave

Resumen

El 10 de noviembre de 2024, un sismo de magnitud de momento (M_w) 6,8 sacudió la región oriental de Cuba, con una intensidad máxima de VIII grados. Fue precedido por un evento premonitor de magnitud 5,8 M_w , ambos localizados al oeste de la costa suroccidental del país. Aunque no hubo víctimas fatales, se reportaron importantes daños materiales, desprendimientos y caídas de rocas causando pánico en la población cercana al epicentro. Este sismo se asocia a la falla Oriente, principal estructura tectónica activa en la región, cuya actividad está influenciada por la interacción de la microplaca de Gonave con las placas del Caribe y Norteamérica. El análisis sismológico revela un mecanismo de falla de deslizamiento por rumbo, característico de la falla Oriente en este sector, y se continúan registrando réplicas del mismo. La percepción del evento fue generalizada en la región oriental de Cuba, causando alarma en la población.

1. Introducción

El 10 de noviembre del año 2024, un sismo de magnitud 6,8 M_w sacudió la región oriental de Cuba con VIII grados de intensidad máxima en la Escala Macrosísmica Europea (EMS – 1998). Este sismo, fue precedido por otro de magnitud 5,8 (M_w), ambos localizados al oeste de la costa suroccidental de Cuba y produciendo alarma e importantes daños en las zonas próximas al epicentro. El oeste de la costa suroccidental de Cuba, ha sido la de mayores afectaciones por terremotos en los últimos 50 años, incluyendo uno de magnitud 7,7 M_w en su extremo oeste. Sin embargo, a juzgar por los daños y el impacto en los pobladores, este ha sido uno de los más intensos. Al terminar este trabajo, continúan registrándose réplicas del evento principal, decenas de ellas perceptibles, que evidencian no sólo la actividad de la falla Oriente, sino las complejidades del contexto geodinámico en este sector. El presente trabajo es un resumen de este contexto, la sismicidad registrada y el impacto de este sismo en esta región, que, si bien no produjo pérdidas humanas directas, causó importantes pérdidas materiales que pueden ser evitadas en el caso de futuros terremotos.

2. Caracterización de la sismicidad

2.1. Contexto geodinámico

Desde el punto de vista geodinámico, el archipiélago cubano forma parte de la Placa de Norteamérica, próximo al límite

con la microplaca de Gonave. Este límite lo constituye la falla Oriente, situada al sur de la región oriental de Cuba. El extremo oriental de Cuba también es afectado por la sismicidad que se genera en la falla conocida como Norte de la Española, la cual es la continuidad de la zona de subducción de las Antillas Menores y es la responsable de parte de la sismicidad que se genera al norte de República Dominicana y Haití.

Los estudios geodinámicos regionales realizados en los últimos años en la parte norte del Caribe, establecen un complejo cuadro tectónico, producto de diversos procesos geológicos que tuvieron lugar desde inicios del Eoceno. Específicamente los que ocurrieron durante el Ypresiano (Leroy et al. 2000), son relacionados con el centro de generación de corteza oceánica al sur de las Islas Caimán y con la falla transformante Oriente, que en principio se consideró era el límite de la placa del Caribe con la placa de Norteamérica (Mann et al. 1995). Con base a los datos obtenidos de estudios oceanográficos realizados al suroeste de la costa oriental cubana, la edad del comienzo del llamado Centro de Dispersión de Caimán se ha establecido que es de 49 Ma, a partir de la anomalía magnética más antigua identificada (Leroy et al. 2000).

La existencia de la microplaca de Gonave, fue propuesta inicialmente por Rosencrantz y Mann (1991) y demostrada por varios autores a partir de diferentes modelaciones de deformaciones de la corteza de la zona límite de las placas de Norteamérica y el Caribe, y del análisis del comportamiento de

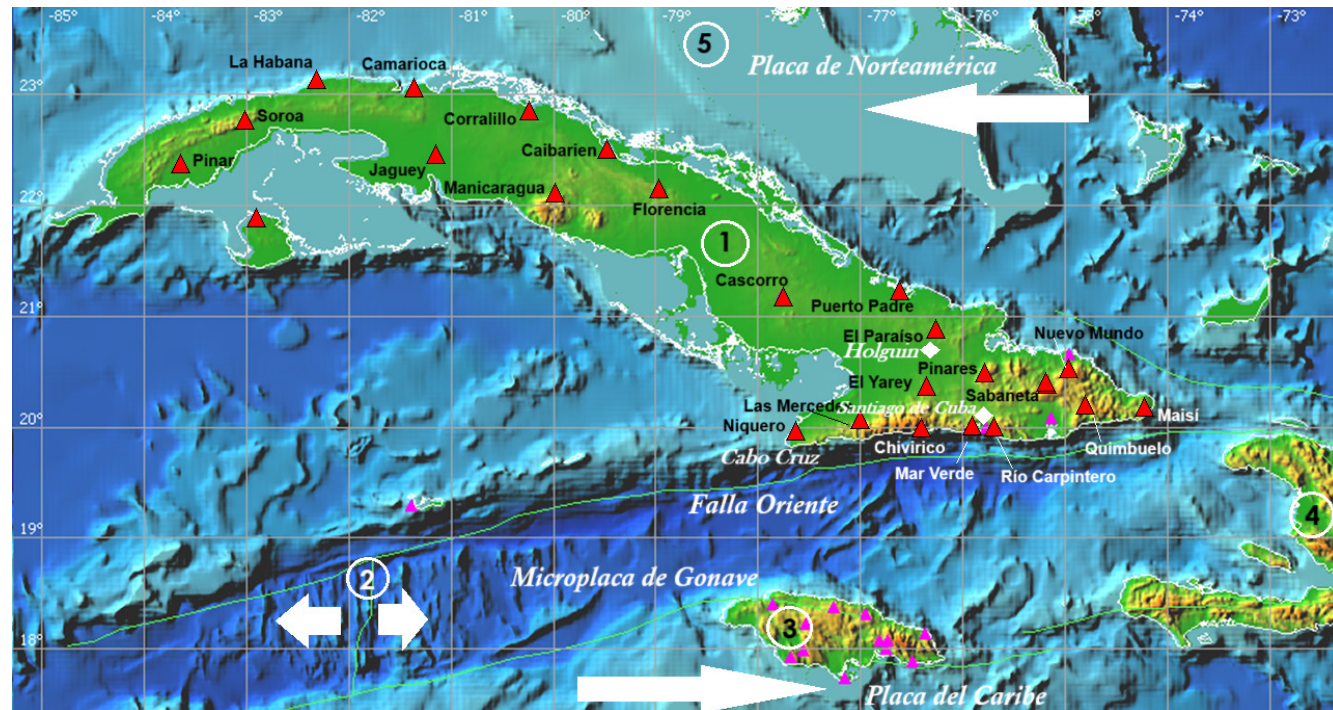


Figura 1. Contexto tectónico del norte del Caribe con las principales fallas que constituyen límites de placas y donde se genera la principal actividad sísmica de la región. Red de estaciones del Servicio Sismológico Nacional perteneciente al CENAI. Los triángulos rojos representan las estaciones cubanas y los triángulos rosados representan las estaciones en países del área del Caribe. 1 - Cuba, 2 - Centro de Dispersión de Caimán, 3 - Jamaica, 4 - Haití, 5 - Plataforma de Bahamas.

velocidades obtenidas por mediciones de GPS. En estudios paralelos Heubeck y Mann (1991) y Mann et al. (1995) subrayaron también la presencia de esta microplaca, con forma rectangular y un área aproximada de 190 000 km², localizada a lo largo del margen nororiental de la placa Caribe (fig. 1).

Mann et al. (1995) sugieren que la microplaca Gonave está sometida a la tectónica transcurrente izquierda en su área meridional (cerca del margen con la placa Caribe), que progresivamente se acrecienta con el margen meridional de la placa norteamericana. Esta consideración está basada en el estilo del plegamiento y del fallamiento, junto con un evidente levantamiento de los edificios coralinos del Cuaternario Tardío en parte de la costa sur de Cuba, en los sectores central y occidental de La Española (Haití y República Dominicana). Igualmente sugieren que la formación de la zona de falla, que tiene longitud de 1 200 km desde la cresta activa Caimán hasta los 71° W, definida como Enriquillo-Plantain-Garden-Walton, representa una falla transcurrente “by-pass”, que aísla el margen meridional de la microplaca Gonave permite el movimiento actual hacia el este de la placa Caribe (fig. 1).

Estudios geológicos, geofísicos y sismológicos, llevados a cabo en la parte norte de La Española y Puerto Rico a raíz del sismo de 6,4 de magnitud ocurrido en Puerto Plata en el 2003, incrementaron el conocimiento de la estructura tectónica y geodinámica de toda esta región. Estos estudios demostraron la existencia de una falla al norte de la Española, que es una continuidad de la zona de subducción de las Antillas Menores y se conoce como falla Norte de La Española. Por medio de esta estructura, se plantea que la placa de Norteamérica

penetra por debajo de la Microplaca Septentrional, situada al norte de La Española y probablemente se extienda hasta las inmediaciones de la parte norte del extremo oriental de Cuba (Arango et al. 2009). En este sentido es importante señalar que Calais y Lépinay (1989), a partir de los resultados de la campaña oceanográfica SEA CARIB II, encontraron elementos para no considerar la continuidad de la falla Oriente hacia el este, hasta la zona de subducción que bordea las Antillas Menores. Por este motivo propusieron al norte de la Española una doble zona de fallas, la falla Norte de la Española y la falla Septentrional. Esta última es la continuación hacia el este de la falla Oriente en territorio dominicano.

De acuerdo a las características geodinámicas de la región norte del Caribe, la falla transcurrente Oriente y la falla norte de la Española constituyen las principales fallas activas de primer orden, donde pueden ocurrir sismos fuertes de magnitudes superiores a 7,0 que afecten a las poblaciones situadas en el territorio oriental de Cuba (Arango et al. 2009).

2.2 Sismicidad histórica

La sismicidad histórica abarca los datos recopilados, analizados y plasmados en catálogos de los terremotos reportados en diferentes documentos históricos desde el siglo XVI hasta la primera mitad del siglo XX. En este periodo se reportan en Cuba unos 1 000 sismos, de ellos unos 400 perceptibles (Chuy 1999), de los cuales 22 han sido considerados como fuertes. De estos 22 sismos fuertes, 20 están relacionados a la zona límites de placas, con epicentros ubicados en las cercanías de las ciudades de Santiago de Cuba, Guantánamo y Bayamo.

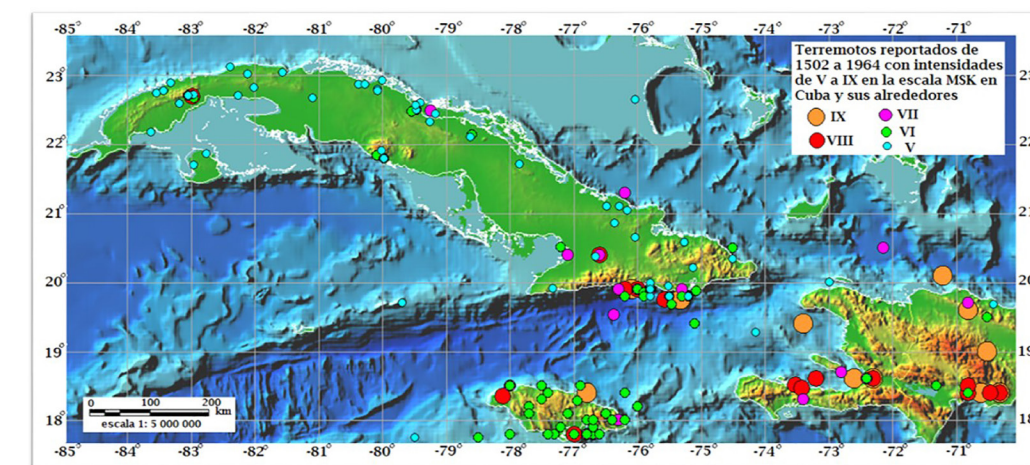


Figura 2. Sismos sentidos en la región oriental de Cuba y áreas cercanas con intensidad mayor a IV en la escala MSK, desde 1502 hasta 1964 (datos tomados de Álvarez et al. 1999).

Entre estos sismos fuertes se destacan, con intensidad de IX grados en la escala Medvédev-Sponheuer-Kárník (MSK), los ocurridos en junio de 1766 y agosto de 1852 y con intensidad de VIII grados (MSK), los ocurridos en noviembre de 1852 y febrero de 1932.

En el siguiente mapa (fig. 2) se muestran los epicentros de los terremotos recogidos en el catálogo histórico publicado en el Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAI) y el Centro Internacional de Física Teórica (ICTP, acrónimo en inglés) en 1995 (Álvarez et al. 1999). Es necesario señalar que, aunque la sismicidad reportada históricamente brinda una información de incalculable valor para el análisis del comportamiento sísmico de un territorio, dicha información debe de utilizarse con precaución debido al grado de inexactitud en la descripción histórica debido a que los epicentros están situados en las localidades donde fue sentido con mayor intensidad el terremoto, y no donde realmente ocurrió.

Como se observa en la figura 2, los terremotos de mayor energía se localizan en la zona sur oriental, específicamente en las inmediaciones de la ciudad de Santiago de Cuba, con epicentro en la falla Oriente. No obstante, en el interior del territorio se localiza un número importante de terremotos, principalmente en la zona septentrional, en la zona central y en la zona occidental, lo cual indica que a todo lo largo y ancho del país se pueden registrar terremotos, aunque con menor energía y cantidad que en la parte suroriental.

Para una mejor comprensión de los principales daños provocados por los terremotos fuertes o moderados en el territorio nacional, en Iturralde-Vinent y Arango (2020) se muestra una tabla con las ciudades que han sufrido mayores afectaciones con la intensidad máxima reportada, y una breve descripción de los daños.

2.3 Sismicidad registrada instrumentalmente

El registro sísmico instrumental en Cuba, de manera continua, se inició en el año de 1964 con la instalación de la estación sismológica de Soroa, en el occidente del país y en el año 1965 con la apertura de la estación sismológica de río Carpintero, cerca de Santiago de Cuba, en la parte sur oriental del país. En la actualidad, el Servicio Sismológico Nacional

cuenta con 24 estaciones de registro digital y transmisión en tiempo real a la Estación Central, situada en la ciudad de Santiago de Cuba, y a la estación de respaldo situada en la ciudad de Holguín (fig. 1).

El registro sísmico instrumental no ha sido homogéneo debido a la inestabilidad del monitoreo de algunas estaciones sismológicas, y la construcción y el cierre o puesta en marcha de otras. En el año 1998, se logra un monitoreo digital de la sismicidad en el país, al modernizar la red de estaciones del Servicio Sismológico Nacional. Se pueden definir dos etapas o períodos diferentes en cuanto a las características del registro sísmico: uno analógico desde mediados de los años 60's con estaciones de corto período hasta el año 1997, y desde el año 1998 hasta el presente con estaciones digitales de banda ancha y de corto período. En total se han registrado cerca de 10 000 sismos en este período. En la figura 3 se observa claramente el incremento del registro del número de terremotos a partir del año 1998 en comparación con el anterior período de registro analógico.

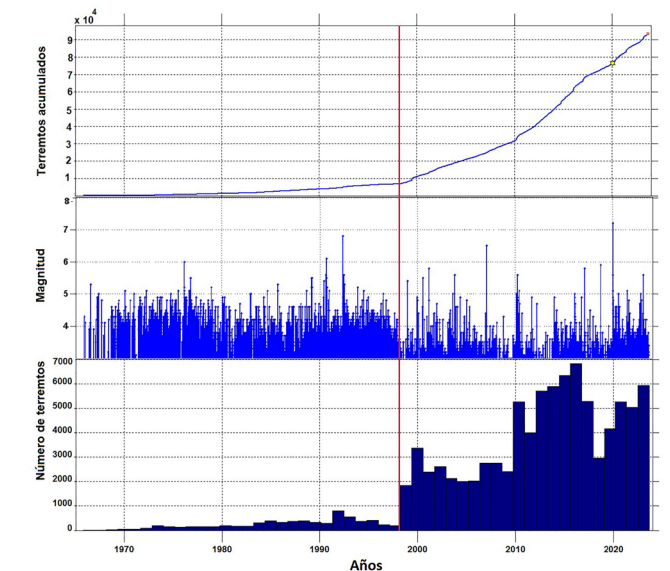


Figura 3. Cantidad de terremotos registrados por la red de estaciones del SSNC desde 1965 a diciembre de 2024. La línea roja indica el cambio tecnológico de registro analógico a digital en 1998.

2.4. Terremotos significativos ocurridos en la falla Oriente en el periodo de registro instrumental

La falla Oriente constituye la principal estructura tectónica de primer orden donde pueden ocurrir sismos fuertes que afecten al archipiélago cubano (fig. 1), donde los terremotos fuertes de 6,5 a 7,5 M_w han tenido un período de recurrencia de unos 85 a 90 años desde el siglo XVI, que es la fecha desde que se tienen registros históricos de sismicidad en nuestro país.

En el período de registro instrumental desde 1965 a 2024 se han registrado varios terremotos importantes, enjambres o series de terremotos en la falla Oriente, las más significativas han sido:

- Pilón 1976 (5,7 M_w)
- Chivirico 1998, 1999, 2001, 2008, 2009, 2017 (5,8 M_w), 2020 (varios enjambres)
- Santiago de Cuba 2010 (5,6 M_w), 2016 (5,0 M_w ; más enjambre de terremotos)
- Imías 2014 (enjambre de terremotos)
- Islas Caimán 2020 (7,7 M_w)
- Uvero 2017 (5,8 M_w)
- Pilón 2024 (5,8, y 6,7 M_w)
- Uvero 2024 (6,1 M_w)

Cada uno de estos terremotos o series de terremotos han tenido una característica particular en cuanto al número de réplicas, su comportamiento en tiempo y su tensor del momento sísmico. En la figura 4 se muestran los terremotos más importantes ocurridos en la falla Oriente en la etapa de registro instrumental. Como se observa, excepto el terremoto del 20 de marzo de 2010, el resto han ocurrido en los sectores situados al oeste de esta falla.



Figura 4. Terremotos registrados en la falla Oriente con magnitud $\geq 4,0$ desde 1965. Se muestran los más importantes por orden cronológico: 1. 19 de febrero de 1976, 5,8 M_w ; 2. 25 de mayo de 1992, 6,9 M_w ; 3. 20 de marzo de 2010, 5,6 M_w ; 4. 20 de enero de 2020, 7,7 M_w ; 5. 17 de enero de 2017, 5,8 M_w ; 6. 10 de noviembre de 2024, 5,8 M_w ; 7. 10 de noviembre de 2024, 6,7 M_w ; 8. 23 diciembre de 2024, 6,1 M_w .

3. Sismos del 10 de noviembre del 2024

3.1. Análisis sismológico

La sismicidad iniciada el 10 de noviembre de 2024 se produce en un sector de la falla transformante Oriente, caracterizada por un movimiento predominante de deslizamiento lateral izquierdo. Este sector se encuentra entre dos procesos geodinámicos propios de fallas transformantes, un proceso transpresivo en la Cuenca de Cabo Cruz y un proceso transpresivo en el cinturón deformado de Santiago de Cuba.

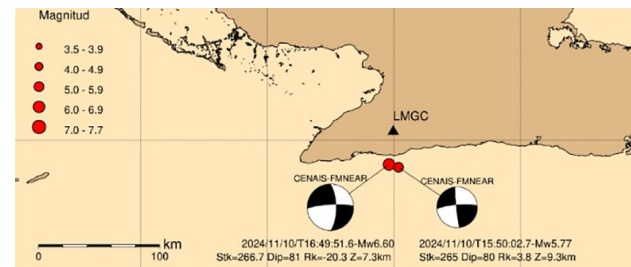


Figura 5. Mapa de epicentro de los terremotos ocurrido el 10 de noviembre de 2024. El triángulo de color negro ubica la estación sismológica de Las Mercedes. También se muestra la solución del mecanismo focal de ambos terremotos.

Los terremotos ocurridos en la cercanía del poblado de Pilón, provincia Granma (fig. 5), fueron registrados en la estación sismológica de Las Mercedes (LMGC) por un sismómetro y un acelerómetro a una distancia de 29 km para el terremoto de 5,8 M_w (evento premonitor) y 25 km para el terremoto de magnitud 6,7 M_w (evento principal). La magnitud del evento principal fue reportada por otras agencias internacionales con valores entre 6,7 y 6,8 M_w . Esta discrepancia es permitida considerando que se usan diferentes métodos de cálculo, por lo que normalmente puede haber diferencias en los valores de magnitud reportada. El registro del sismómetro en la estación LMGC fue saturado para ambos terremotos debido a su gran magnitud y cercanía a la estación sismológica.

Las soluciones del mecanismo focal de terremoto premonitor, calculados por varias agencias y basados en diferentes procedimientos (p. ej. fig. 5), coinciden en evidenciar una falla de deslizamiento por rumbo orientada este-oeste con un buzamiento de ~ 80 grados. Esta falla corresponde a un segmento de la falla Oriente, principal zona sismo-generadora de nuestro país, donde, a partir de los desplazamientos medidos (Calais et al. 2023), es de esperar este tipo de mecanismo focal. En algunos resultados, el caso del terremoto principal, también tiene un mecanismo similar al premonitor, aunque con una pequeña componente normal de deslizamiento dentro del plano de falla (~ 20 grados). Esta componente normal puede ser explicada si tenemos en cuenta que la falla Oriente, a medida que se acerca a la zona de Cabo Cruz en la dirección este-oeste empieza a predominar los mecanismos normales, por el doblamiento de la falla de una zona de esfuerzos compresivos a esfuerzos extensivos. Otros mecanismos focales calculados, evidencian un fallamiento de deslizamiento por el rumbo puro.

Las figuras 6 y 7, muestran los registros de aceleración del terreno de la estación LMGC, ubicada en el poblado de Las Mercedes del municipio Bartolomé Maso. Se puede apreciar que para el terremoto de magnitud 5,8 M_w (recalculada) la componente horizontal este-oeste registró valores de aceleración máxima (PGA) muy superiores a los valores registrado para el terremoto de magnitud 6,7 M_w o terremoto principal. Sin embargo, la duración de la sacudida del premonitor es muy inferior a la sacudida del terremoto principal debido a que este último rompe unos 35 km a lo largo de la falla que lo generó, mientras que el premonitor no alcanzó los 8 km de

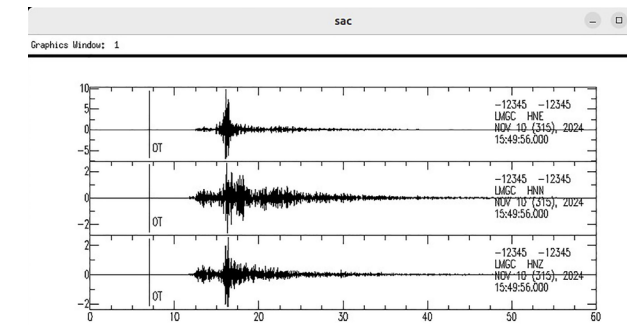


Figura 6. Registro acelerográfico del terremoto de 5,8 M_w ocurrido a las 10:50 a. m., hora local, el 10 de noviembre, 2024. Las amplitudes se representan en $m \cdot sec^{-2}$.

longitud de ruptura. Entre las posibles causas de este efecto, pudiera estar el hecho de que el premonitor tuvo un deslizamiento mayor que el terremoto principal, aunque dentro de un plano de falla mucho más pequeño. Se estima que los deslizamientos internos del terremoto principal alcanzaron los 80 cm dentro del plano de falla, mientras que los deslizamientos del premonitor alcanzaron valores superiores a 100 cm. Otro factor importante, que pudo influir en estos valores, es el efecto de directividad de la ruptura; en este caso, ambos terremotos rompen de este a oeste a lo largo del plano de falla, esto quiere decir que las amplitudes de las ondas son mayores hacia el oeste del epicentro, el cual ubica el inicio del proceso de ruptura. Se puede apreciar que el epicentro del premonitor se encuentra al sureste de la estación LMGC, mientras el epicentro del terremoto principal se encuentra al suroeste de dicha estación. Condiciones particulares de propagación y efectos instrumentales indeseados, pudieran ser otras de las causas de este efecto.

3.2. Análisis de la percepción y principales daños detectados

Los eventos sísmicos fueron percibidos por el 100 % de los pobladores encuestados en los municipios cercanos al epicentro, generando pánico en muchos de ellos. La mayoría de las personas refieren no haber sentido algo similar nunca antes. Los pobladores de los municipios Pilón y Niquero, al comparar con los eventos sísmicos anteriores ocurridos en los años 1976, 1992 (Álvarez et al. 1999) y 2020, manifestaron que, en esta ocasión, en ambos terremotos, el movimiento fue más fuerte y más largo. Confirman haber observado la oscilación de los elementos colgados en las paredes dentro de las viviendas, el tendido eléctrico, que provocó cortos circuitos en algunas líneas, e igualmente oscilaron las líneas de comunicaciones.

Los principales daños, provocados por estos terremotos, están relacionados con la destrucción parcial y completa de edificaciones de mampostería simple sin reforzamiento ni confinamiento. Esta tipología estructural se caracteriza por su elevada fragilidad ante las acciones generadas por los terremotos. En la figura 8 se muestran ejemplos.

Igualmente, se observaron afectaciones significativas en edificaciones prefabricadas, con pórticos de hormigón armado

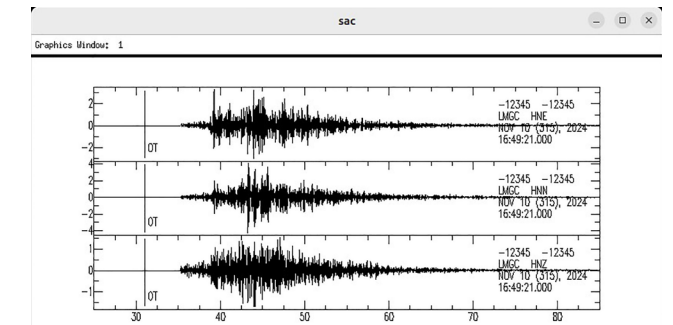


Figura 7. Registro acelerográfico del terremoto de 6,7 M_w ocurrido a las 11:49 a. m., hora local, el 10 de noviembre, 2024. Las amplitudes se representan en $m \cdot sec^{-2}$.

en una sola dirección, caracterizadas por diferencias en las rigideces ortogonales (fig. 9). Otros daños estuvieron relacionados con desprendimientos de rocas (fig. 10). Teniendo en cuenta los daños descritos, la intensidad máxima estimada fue de VIII grados en la Escala macrosísmica europea (EMS - 1998).

4. Lecciones aprendidas

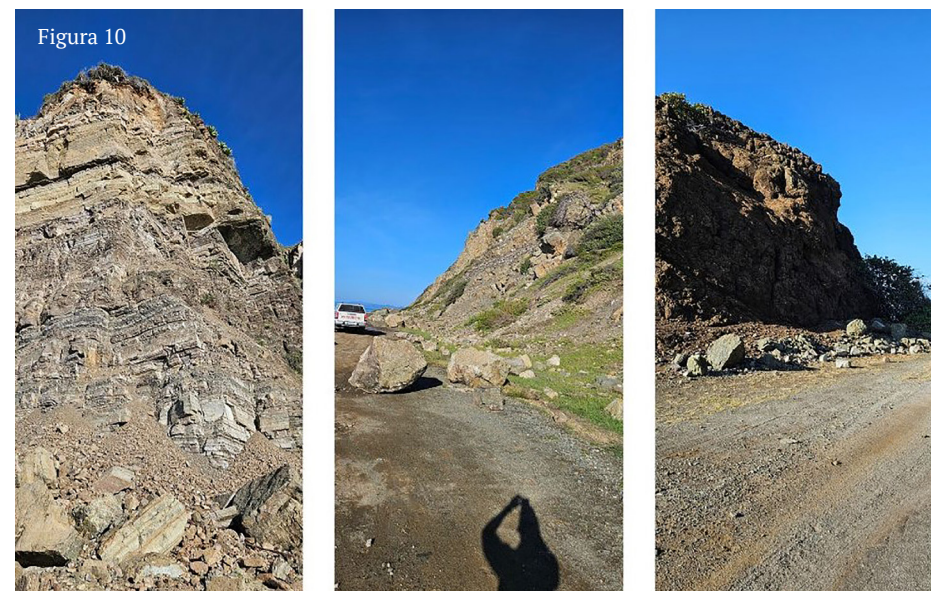
Los sismos del 10 de noviembre del 2024 confirmaron la elevada probabilidad de ocurrencia de terremotos fuertes en la falla Oriente.

Se comprobó que la preparación de la población, en relación a las normas de actuación antes, durante y después de la ocurrencia de sismos fuertes, debe ser sistemática. Accidentes provocados por reacciones inadecuadas, de algunos pobladores, demuestran que la capacitación y entrenamiento a las comunidades son insuficientes.

Los daños observados son coherentes con los resultados de evaluación de daños y de vulnerabilidad sísmica realizados en la zona suroriental de Cuba. Por tanto, se confirma la necesidad de construir edificaciones con tipologías estructurales adecuadas y cumpliendo los requisitos de diseño de la Norma Cubana para el Diseño de Estructuras Sismorresistentes (NC 46 2017).

Igualmente se constató la importancia de enfocar las acciones de mitigación de vulnerabilidades no solo en el aspecto estructural, sino también analizar los elementos no estructurales, funcionales y organizativos que ponen en peligro la respuesta global de las instituciones. Este análisis es imprescindible, sobre todo, en infraestructuras educativas y de salud.

Por otra parte, quedó evidenciada la necesidad de establecer sistemas de comunicación alternativos, independientes a las fuentes de energía convencionales, que pueden ser afectadas por los terremotos moderados y fuertes. La información a las comunidades y decisores locales debe mantenerse, sobre todo en estos casos en que la cantidad y magnitud de las réplicas son significativas debido a la energía liberada por el sismo principal. En las zonas cercanas al epicentro se reportaron caídas de postes y transformadores eléctricos.



Finalmente, se hace vital la protección de taludes en vías importantes. Evitar el desprendimiento y caída de rocas, no solo por la ocurrencia de sismos, es necesario para impedir afectaciones al tránsito vehicular y peatonal.

5. Conclusiones

La falla Oriente constituye la principal estructura tectónica de primer orden donde pueden ocurrir sismos fuertes que afecten al archipiélago cubano. La sismicidad registrada y los efectos del terremoto del 10 de noviembre del 2024 son una muestra de su peligro potencial.

La ruptura de los terremotos del 10 de noviembre del 2024 evidenciaron un mecanismo focal predominante de deslizamiento lateral izquierdo, con un buzamiento de la falla de unos $\sim 80^\circ$, coherente con lo esperado en esta región.

En los territorios afectados por los sismos del 10 de noviembre del 2024, la intensidad máxima fue de VIII grados, en la escala EMS-98, en localidades con una vulnerabilidad estructural elevada.

La elevada vulnerabilidad observada se atribuye, principalmente, al predominio de edificaciones con tipologías estructurales de bajo desempeño sísmico, como: mampostería simple sin confinamiento ni reforzamiento, sistemas prefabricados y pórticos de hormigón armado carentes de diseño sismorresistente.

◀ Figura 8. Daños en edificaciones de mampostería simple. Destrucción parcial y total de muros.

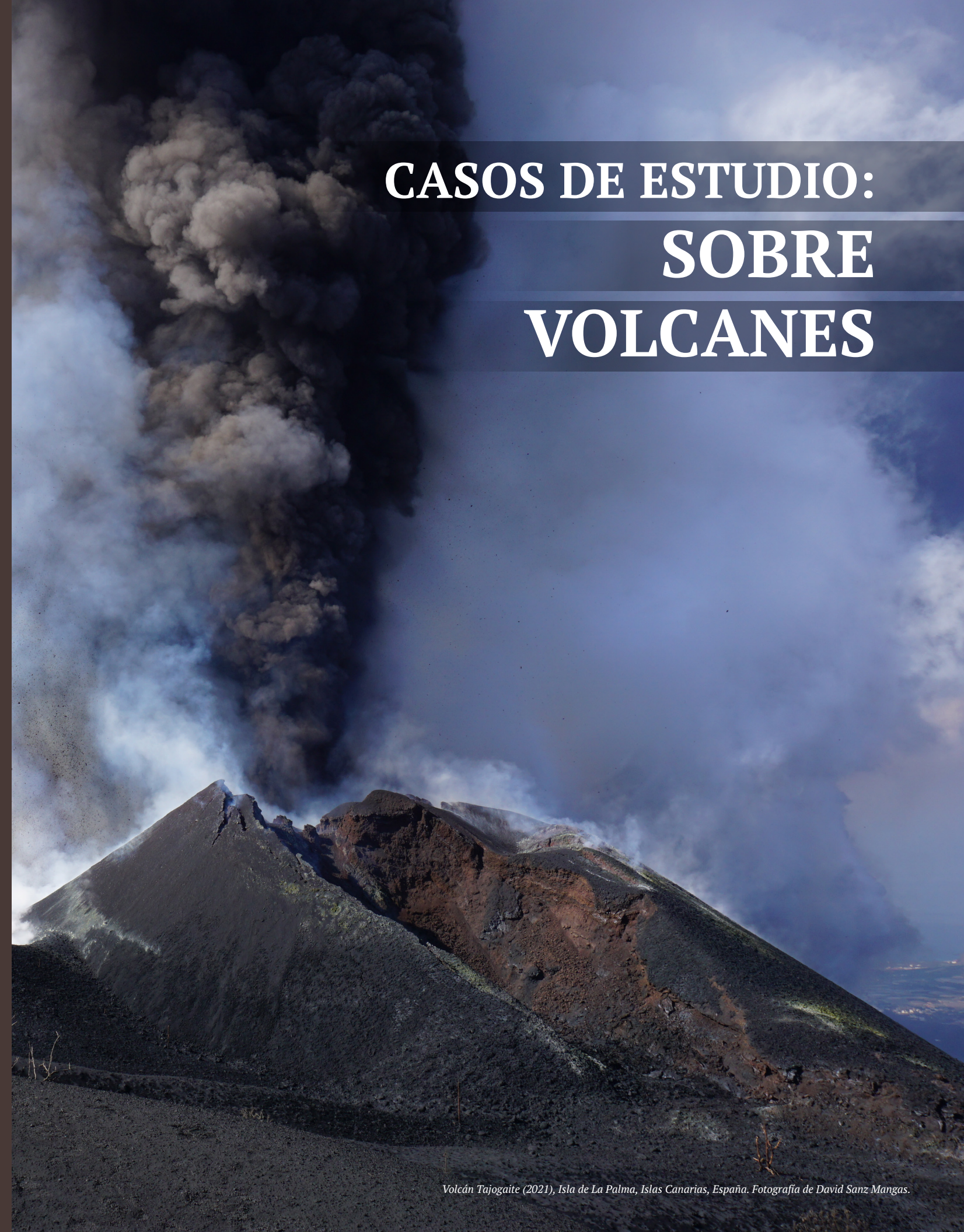
Figura 9. Daños en edificaciones con pórticos prefabricados de hormigón armado.

Figura 10. Desprendimientos y caída de rocas.

6. Referencias

- Álvarez JL, Chuy TJ, García J, Moreno B, Álvarez H, Blanco M, Expósito O, González O y Fernández AI (1999) An Earthquake Catalogue of Cuba and Neighboring Areas. IC/IR/99/1, Internal Report, UNESCO – IAEA – ICTP, Miramare, Trieste. pp. 59.
- Arango E, Vega N, Ríos Y, Escobar E. Rivera Z (2009) Análisis geodinámico y sismotectónico del extremo nororiental de Cuba. ACTA GGM DEBRECINA Geology, Geomorphology, Physical Geography Series DEBRECEN Vol. 4: 43–52. ISSN 1788-4497.
- Calais E y Lépinay, B. M (1989) Géométrie et régime tectonique le long d'une limite de plaques en coulissage: la frontière nord-Caraïbe de Cuba á Hispaniola, Grandes Antilles. Géodynamique. C. R. Acad. Sci. Paris, t. 308, serie II, pp. 131-135.
- Calais E, Gonzalez OF, Arango-Arias ED, Moreno B, Palau R, Cutie M, Diez E, Montenegro C, Rodriguez Roche E, Garcia J, Castellanos E y Symithe S (2023) Current deformation along the northern Caribbean plate boundary from GNSS measurements in Cuba. Tectonophysics, 868: <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2023.230068>.
- Chuy T (1999) Macrosísmica de Cuba y su aplicación en los estimados de peligrosidad y microzonación Sísmica. Tesis en opción al Grado de Doctor en Ciencias Geofísicas. Fondos del MES y CENAIIS.
- Heubeck CP, Mann (1991) Geologic evaluation of plate kinematic models for the North American-Caribbean plate boundary zone. Tectonophysics 191: 1–26.
- Iturralde-Vinent M, y Arango ED (2020). Ciudades en alerta sísmica. Minería y Geología, vol. 36, núm. 4, Octubre-Diciembre, ISSN: 1993-8012
- Leroy S, Mauffret A, Patriat P, Lépinay, B. M (2000). An alternative interpretation of the Cayman trough evolution from a reidentification of magnetic anomalies. Geophys. J. Int. 141 (3): 539-557.
- Mann P, Taylor FW, Edwards RL, y Ku TL (1995) Actively evolving microplate formation by oblique collision and sideways motion along strike-slip faults: An example from the northwestern Caribbean plate margin. Tectonophysics 246: 1 – 69.
- Rosencrantz E, Mann P (1991) SeaMARC II mapping of transform faults in the Cayman Trough. Caribbean Sea. Geology 19 (7): 690–693. <https://doi.org/10.1130/0091-7613>.

CASOS DE ESTUDIO: SOBRE VOLCANES



Prólogo

Los fenómenos volcánicos son una de las manifestaciones geológicas más imponentes de la naturaleza, pero pueden representar un importante riesgo si existen comunidades, infraestructura, medios de vida en las zonas de influencia de la actividad volcánica.

Este libro sobre “Amenazas geológicas en Iberoamérica. Casos de estudio sobre movimientos en masa, terremotos y volcanes”, es una gran oportunidad para presentar los trabajos que realizan los Servicios Geológicos, e instituciones colaboradoras, frente a la actividad volcánica en nuestros países.

El conocimiento de la actividad eruptiva de un volcán, esto es el historial de erupciones, la frecuencia, las características y extensión de la distribución de los productos volcánicos, la magnitud de las erupciones, los estilos eruptivos del volcán, es un elemento básico para evaluar el comportamiento volcánico en el pasado y pronosticar los probables fenómenos que puedan ocurrir en una futura erupción volcánica y, por consiguiente, es la base para evaluar la amenaza/peligro volcánico.

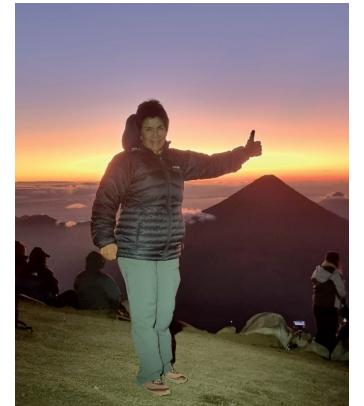
Los resultados presentados en estos trabajos sobre volcanes, van desde el análisis de erupciones como las ocurridas en la isla de Palma en Canarias y las islas Azores, el análisis de peligrosidad en el volcán Copahue y los resultados de proyectos sobre evaluación de riesgo volcánico, para definir prioridades de estudios en Argentina, análisis de metodologías para evaluar amenaza volcánica en Colombia, y el trabajo realizado para definir puntos de encuentro de la comunidad en Chile.

Adicionalmente, al conocimiento de la actividad eruptiva de un volcán, el monitoreo de los volcanes provee, no solamente la línea base del comportamiento de un volcán, sino que debe detectar cambios en ese comportamiento, información esencial para evaluar la actividad del volcán y producir pronósti-

cos y alertas tempranas. Actualmente, se utilizan muchas técnicas en el monitoreo volcánico, mucha información en tiempo real, el uso de sensores remotos y, cada vez más, el apoyo de técnicas como *machine learning* e Inteligencia Artificial.

En este capítulo se presentan trabajos que van desde la evaluación de los cambios morfológicos y su correlación con el número diario de explosiones del catálogo sísmico, en Ecuador, análisis de las velocidades de deformación en el volcán Nevado del Ruiz, Colombia, análisis de erupciones que se salen de ciertos patrones observados en el volcán Lascar en Chile, la presentación de un enfoque integral que combina el monitoreo avanzado, la evaluación de las amenazas volcánicas y la participación de las comunidades en la gestión del riesgo volcánico en Colombia, y el trabajo de análisis de actividad eruptiva de La Soufriere, en San Vicente y Granadinas, que presenta Cuba.

Finalmente, quiero felicitar al Grupo de Expertos en Amenazas Geológicas (GEAG) del ASGMI, a todos los autores que participaron en este libro “*Amenazas geológicas en Iberoamérica: Casos de estudio sobre movimientos en masa, terremotos y volcanes*”, por dar a conocer los avances que se hace desde los Servicios Geológicos de Iberoamérica y las instituciones colaboradoras, para mejorar el conocimiento de la actividad volcánica y su aplicación en la gestión del riesgo volcánico.



Marta Lucia Calvache V.

Marta Lucia Calvache Velasco
 Asesora Geoamenazas
 Ex directora Técnica de Geoamenazas
 Servicio Geológico Colombiano
 Vice-presidenta Asociación Internacional de Vulcanología y
 Química del Interior de la Tierra – IAVCEI
 e-mail: mcalvache1@gmail.com

Riesgo Volcánico Relativo en Argentina

Elissondo Manuela^a (ORCID: 0000-0003-1649-5071), Farías Camila^b (ORCID: 0009-0002-3953-5873)

a Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR)- Dirección de Geología Ambiental y Aplicada - Instituto de Geología y Recursos Minerales. Av. General Paz 5445 (colectora) Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 25. Piso 1 (Of 119). Buenos Aires, San Martín B1650KNA, Argentina

b Servicio Meteorológico Nacional (SMN) - Dirección Central de Monitoreo del Clima. Av. Dorrego 4019. Ciudad Autónoma de Buenos Aires C1425GBE. Argentina

Correo de contacto: manuela.elissondo@segemar.gov.ar, cfarias@smn.gov.ar

Palabras claves: Argentina, inventario de volcanes activos, peligrosidad, exposición, riesgo volcánico relativo

Resumen

La evaluación de riesgo volcánico relativo para la República Argentina, realizada en el marco de una colaboración entre el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) y el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), está destinada a la planificación de actividades para la reducción del riesgo a nivel nacional. Para este trabajo, se aplicó una metodología semicuantitativa, que permite estimar el riesgo volcánico a partir de la combinación de peligrosidad y exposición. También se actualizó el inventario de volcanes activos ubicados tanto en territorio argentino continental, como en la Antártida y las islas Sandwich del Sur. Los resultados de la evaluación proveen un marco que permite identificar y caracterizar los volcanes activos del país, y comparar los niveles de riesgo y sus componentes entre diferentes volcanes y regiones. El volcán que reviste mayor riesgo es el Copahue, seguido de Planchón-Peteroa, Lanín, Laguna del Maule y Cerro Blanco. La provincia con mayor grado de peligrosidad es Mendoza, en tanto que la provincia de Neuquén es la que presenta mayor nivel de riesgo.

1. Introducción

La actividad volcánica en territorio argentino está vinculada a diversos ambientes tectónicos, reconociéndose volcanismo activo en la cordillera de los Andes, la península Antártica y las islas Sandwich del Sur. Estos sectores presentan diferentes características geológicas, jurídicas y de ocupación y uso del territorio.

El sector argentino continental se encuentra expuesto a erupciones de volcanes pertenecientes al arco volcánico andino, ubicados tanto en Argentina como en Chile (p. ej. Quizapu 1932; Hudson 1991; Cordón Caulle 2011). En este estudio sólo se consideraron los volcanes ubicados total o parcialmente en Argentina, que incluyen complejos volcánicos, estratovolcanes, sistemas de caldera, campos y grupos volcánicos desarrollados tanto a lo largo del arco volcánico como en el retroarco. Los eventos históricos documentados son en general de baja magnitud (p. ej. volcanes Copahue y Planchón-Peteroa). No obstante, el registro geológico holoceno-postglacial incluye eventos de gran magnitud (complejos volcánicos Cerro Blanco y Laguna del Maule), con el potencial de generar un severo impacto en amplias regiones de nuestro territorio.

El sector Antártico Argentino, sobre el cual nuestro país reclama soberanía, pertenece a la provincia de Tierra del Fuego, Antártida e islas del Atlántico Sur (Ley 23.775/1990). Su situación jurídica es particular ya que está sujeto al Tratado Antártico, y su población está restringida a personal asigna-

do a las numerosas estaciones científicas internacionales. Por otro lado, las islas Sandwich del Sur están enmarcadas en la Cuestión de las Islas Malvinas, correspondiente a la disputa de soberanía entre la República Argentina y el Reino Unido por las islas Malvinas, Georgias del Sur, Sandwich del Sur y los espacios marítimos circundantes (MREC 2023). Estas islas han permanecido inhabitadas, con excepción de la ocupación argentina en la isla Morrel en los años 1955-57 y 1976-1982. El volcanismo activo en ambas regiones está asociado principalmente a islas volcánicas y montes submarinos. La isla Decepción es uno de los volcanes más activos, estudiados y monitoreados de la Antártida. Presenta registro de una de las mayores erupciones del Holoceno tardío a escala global y alrededor de 20 eventos históricos. Las erupciones ocurridas en el Siglo XX afectaron las bases científicas chilena y británica, y generaron evacuación de la base argentina (p. ej. Geyer et al. 2021).

En el año 2008, el Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) inició un proyecto de Evaluación de Riesgo Volcánico, para identificar y caracterizar los volcanes activos del país y el riesgo asociado (Elissondo y Villegas 2011). Con este mismo objetivo, se entabló una colaboración con el Servicio Meteorológico Nacional (SMN) (Elissondo et al. 2016). La finalidad de la evaluación de riesgo volcánico a escala nacional es generar un marco consistente, sistemático y objetivo para la planificación de actividades destinadas a la reducción

del riesgo a través de estudios geológicos y de peligrosidad, monitoreo y transferencia a la comunidad (Ewert et al. 2005, 2018). Los resultados de este análisis son utilizados en el marco del Sistema Nacional para la Gestión Integral del Riesgo (SINAGIR).

La evaluación de riesgo volcánico es un proceso dinámico, que se actualiza según se genere información de base o se produzcan cambios en los sistemas volcánicos o en el medio socio-económico. Este trabajo presenta una síntesis de la actualización más reciente de la evaluación de riesgo volcánico para nuestro país (Elissondo y Farías 2024), que incluye a los volcanes antárticos e insulares que no habían sido considerados en estudios previos.

2. Metodología

La metodología aplicada se basa en el Sistema de Evaluación de Riesgo Volcánico a Escala Nacional desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS) (Ewert et al. 2005). Consiste en un análisis semicuantitativo que, mediante ponderación y combinación de una serie de parámetros, permite estimar el riesgo volcánico relativo (Threat), definido como la combinación de peligrosidad y exposición. La evaluación de peligrosidad se realiza a partir del análisis y ponderación de 15 factores entre los cuales se considera el tipo de volcán, la magnitud y recurrencia eruptiva, los productos/eventos holocenos y el registro de señales históricas de Unrest (Tabla 1a). El término Unrest se refiere a cambios en el comportamiento del sistema volcánico que se desvían del nivel de base y pueden o no evolucionar hacia una erupción.

FACTOR DE PELIGROSIDAD	PESO
TIPO DE VOLCÁN (0-1)	0-1
MÁXIMO ÍNDICE DE EXPLOSIVIDAD VOLCÁNICA (IEV)	0-3
ACTIVIDAD EXPLOSIVA (500 a.)	0-1
ACTIVIDAD EXPLOSIVA MAYOR (5 000 a.)	0-1
RECURRENCIA ERUPTIVA	0-4
CORRIENTES DE DENSIDAD PIROCLÁSTICAS (CDP) HOLOCENAS	0-1
LAVAS HOLOCENAS	0-1
LAHARES HOLOCENOS	0-1
TSUNAMIS HOLOCENOS	0-1
POTENCIAL DE EXPLOSIONES HIDROTÉRMICAS	0-1
POTENCIAL DE COLAPSO	0-1
FUENTE DE LAHAR PRIMARIO	0-1
FACTORES DE UNREST	
ACTIVIDAD SÍSMICA	1-Nd
DEFORMACIÓN	1-Nd
ACT. FUMARÓLICA-DESGASIFICACIÓN	1-Nd
ÍNDICE DE PELIGROSIDAD (IP)= SUMA	0-20

Tabla 1a. Factores de peligrosidad analizados para cada sistema volcánico y rango de pesos asignados a cada factor. Nd: No determinado/sin información.

La caracterización de la exposición contempla la población, infraestructura crítica, medio ambiente y actividades económicas desarrolladas en el entorno de cada volcán, mediante el análisis de nueve factores (Tabla 1b). El producto de los índices de peligrosidad y exposición resulta en el valor de riesgo volcánico relativo (RVR). Además, se estiman los índices de Unrest y Riesgo Relativo de la Aviación (Ewert et al. 2005, 2018; Ewert 2007).

FACTOR DE EXPOSICIÓN	PESO
POBLACIÓN EN EL TERRENO	Log ₁₀ (N ₁ + N ₂)
FATALIDADES HISTÓRICAS	0-1
EVACUACIONES HISTÓRICAS	0-1
EXPOSICIÓN LOCAL DE LA AVIACIÓN	0-2
EXPOSICIÓN REGIONAL DE LA AVIACIÓN	Log ₁₀ (P _d)
INFRAESTRUCTURA DE ENERGÍA	0-1
INFRAESTRUCTURA DE TRANSPORTE	0-1
ÁREAS SENSIBLES O DE DESARROLLO CONSIDERABLE	0-1
ISLAS VOLCÁNICAS HABITADAS*	0-1
ÍNDICE DE EXPOSICIÓN (IE)	SUMA

Tabla 1b. Factores de exposición analizados y peso asignado (Ewert et al. 2005, 2018; Ewert 2007). * No se consideró este factor ya que sólo se evaluó la exposición para los volcanes andinos. N1,N2: número de personas expuestas en el terreno, Pd: número de pasajeros por día

Este análisis se aplica a volcanes considerados activos (p. ej. Simkin y Siebert 2000) que incluyen tanto a sistemas que han hecho erupción durante el Holoceno, como a aquellos que, sin registro eruptivo, presentan evidencias instrumentales/históricas de actividad. Además, se consideran activos los sistemas de caldera que registran erupciones en los últimos 100 000 años (Ewert et al. 2005). Esta metodología ha sido aplicada en diferentes países y regiones, como por ejemplo en Chile (p. ej. Lara et al. 2006; SERNAGEOMIN 2023).

3. Resultados

La actualización de la Evaluación de Riesgo Volcánico Relativo en territorio argentino involucró dos grandes etapas, la primera destinada a la elaboración del inventario de volcanes activos, y la segunda a la estimación del riesgo volcánico. Ambas requirieron la adquisición, procesamiento y análisis de un gran volumen de información tanto geológica como socio-económica y ambiental, proveniente de una gran variedad de fuentes, cuya disponibilidad, calidad y resolución es variable. La información necesaria para evaluar la exposición se obtuvo de diferentes organismos e instituciones. Debido a la situación política particular del territorio de Antártida e islas Sandwich del Sur, sus volcanes sólo fueron caracterizados desde el punto de vista de la peligrosidad volcánica, y no fue posible evaluar la exposición y el riesgo.

3.1. Inventario de volcanes activos

El inventario de volcanes activos se construyó a partir del análisis de numerosos antecedentes, incluyendo bases de

datos globales, estudios y bases de datos regionales y antecedentes específicos para cada sistema volcánico (Elissondo y Farías 2024). Los criterios en los que se basa el inventario fueron redefinidos de tal forma que algunos centros de emisión incluidos en versiones anteriores (Elissondo et al. 2016) fueron removidos. El estado de actividad de los volcanes se caracterizó como activo (con evidencia comprobada de actividad holocena) o potencialmente activo (evidencia incierta). El catálogo actualizado incluye un total de 38 sistemas volcánicos asociados a los Andes argentino-chilenos, 14 en el Sector Antártico Argentino y 13 en las islas Sandwich del Sur.

3.2. Riesgo volcánico Relativo

La evaluación de la peligrosidad y exposición se realizó a partir del análisis de los antecedentes para cada sistema volcánico incluido en el inventario. La información de base necesaria

para caracterizar ambos factores es incompleta y heterogénea, por este motivo muchos factores fueron caracterizados con valores mínimos o ausencia de información (Nd). Los valores resultantes del Índice de Peligrosidad (IP) varían entre 18 y 1 (Tablas 2 y 3). El sistema volcánico que presenta mayor peligrosidad es la isla Decepción en la Antártida. En el caso de los volcanes andinos, el sistema de mayor peligrosidad es el complejo volcánico Planchón-Peteroa, seguido por los complejos volcánicos Laguna del Maule y Cerro Blanco, y por los volcanes Copahue, Tupungatito y Lanín. La isla Blanco encabeza los resultados para las islas Sandwich del Sur (Tabla 3b). Los Índices de Exposición (IE) varían entre 12,7 y 2,3 correspondientes al volcán Tuzgle y grupo volcánico Salar de Arizaro respectivamente. Los sistemas volcánicos que presentan mayor valor de exposición son Tuzgle, Copahue, Tromen, Lanín y Pali Aike (Tabla 2).

NIVEL	N°	NOMBRE	UBICACIÓN	PROVINCIA	RVR	IP	IE	RAV	U
MUY ALTO	1	Copahue	Arg-Chile	Neuquén	160,747	13	12,365	21,965	3
	2	Planchón-Peteroa	Arg-Chile	Mendoza	146,232	15	9,749	34,947	2
	3	Lanín	Arg-Chile	Neuquén	133,046	11	12,095	29,039	1
	4	Laguna del Maule	Arg-Chile	Mendoza/Neuquén	132,998	14	9,500	35,051	3
	5	Cerro Blanco	Argentina	Catamarca	131,159	13	10,089	34,835	3
	6	Tupungatito	Arg-Chile	Mendoza	124,933	12	10,411	24,138	2
ALTO	7	Maipo	Arg-Chile	Mendoza	100,113	9	11,124	12,026	1
	8	San José	Arg-Chile	Mendoza	91,214	9	10,135	12,069	2
	9	Socompa	Arg-Chile	Salta	88,988	10	8,899	23,595	2
	10	Tromen	Argentina	Neuquén	84,918	7	12,131	16,474	1
MODERADO	11	Lastarria	Arg-Chile	Catamarca/Salta	65,501	9	7,278	17,027	3
	12	Domuyo	Argentina	Neuquén	64,853	6	10,809	9,711	3
	13	Tuzgle	Argentina	Jujuy	63,642	5	12,728	12,020	1
	14	Pali Aike	Arg-Chile	Santa Cruz	59,017	5	11,803	11,304	0
	15	Payún Matru	Argentina	Mendoza	53,997	5	10,799	16,548	0
	16	Overo	Argentina	Mendoza	50,819	5	10,164	12,041	1
	17	Huanquihue	Argentina	Neuquén	46,504	5	9,301	18,508	0
	18	Llullaillaco	Arg-Chile	Salta	40,055	6	6,676	17,027	0
BAJO	19	Viedma	?	Santa Cruz	28,361	3	9,454	5,281	0
	20	Cueros de Purulla	Argentina	Catamarca	27,295	3	9,098	5,934	0
	21	Ojos del Salado	Arg-Chile	Catamarca	27,216	5	5,443	7,196	1
	22	El Fraile	Arg-Chile	Catamarca	25,845	4	6,461	7,232	1*
	23	El Cóndor	Argentina	Catamarca	22,292	3	7,431	3,598	0
	24	Tres Cruces	Arg-Chile	Catamarca	20,771	4	5,193	7,181	0
	25	Infiernillo	Argentina	Mendoza	20,046	3	6,682	0,000	0
	26	Cordón del Azufre	Arg-Chile	Catamarca	19,248	3	6,416	5,638	1
	27	Falso Azufre	Arg-Chile	Catamarca	19,233	3	6,411	3,598	1
	28	Bayo Gorbea	Arg-Chile	Catamarca	18,875	3	6,292	5,593	1
	29	Laguna Blanca	Argentina	Neuquén	16,381	2	8,190	0,000	0
MUY BAJO	30	Peinado	Argentina	Catamarca	14,511	2	7,256	3,612	0
	31	Aracar	Argentina	Salta	13,952	2	6,976	5,976	0
	32	Tipas	Argentina	Catamarca	13,036	2	6,518	4,615	0
	33	Antofagasta	Argentina	Catamarca	11,827	2	5,913	0,000	0
	34	Sierra Nevada	Arg-Chile	Catamarca	8,748	2	4,374	3,596	1*
	35	Incahuasi	Arg-Chile	Catamarca	8,473	1	8,473	4,616	0
	36	Escorial	Arg-Chile	Salta	8,353	1	8,353	5,876	0
	37	El Solo	Arg-Chile	Catamarca	5,200	1	5,200	3,598	0
	38	Salar de Arizaro	Argentina	Salta	2,301	1	2,301	0,000	0

Tabla 2. Volcanes andinos argentinos y limítrofes. Ranking de riesgo volcánico relativo: resultados de la evaluación de riesgo volcánico relativo ordenados de mayor a menor valor de riesgo. NIVEL: nivel de riesgo, N°: posición dentro del ranking, RVR: riesgo volcánico relativo, IP: índice de peligrosidad; IE: índice de exposición, RAV: riesgo relativo de la aviación [RAV = (M IEV + AE500 + AE5.000 + RE) x (ELA + ERA)], siendo: M IEV el factor Máximo IEV, AE500 y AE5 000 los factores Actividad Explosiva en los últimos 500 y 5 000 años, RE el factor Recurrencia Eruptiva y ELA y ERA la Exposición Local y Regional de la Aviación], U: unrest. *: No comprobado.

Una vez caracterizadas la peligrosidad y exposición se obtuvieron los resultados de riesgo volcánico relativo (RVR). El sistema que reviste mayor riesgo es el volcán Copahue (RVR 161) (tabla 2, fig. 1). Los sistemas volcánicos analizados fueron agrupados en 5 niveles de RVR (muy alto, alto, moderado, bajo y muy bajo). El grupo RVR muy alto incluye, por un lado, sistemas volcánicos con alta recurrencia eruptiva y registro de actividad explosiva histórica de baja magnitud (Planchón-Peteroa, Copahue y Tupungatito). Por otro lado, sistemas con registro de eventos holocenos de magnitud moderada a alta (Lanín, Laguna del Maule y Cerro Blanco). Todos los volcanes, excepto el complejo volcánico Cerro Blanco, se encuentran monitoreados por el Observatorio Argentino de Vigilancia Volcánica (OAVV-SEGEMAR) y el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS-SERNAGEOMIN). El grupo RVR alto comprende cuatro volcanes: Maipo, San José

y Tromen que cuentan con registro de erupciones históricas de baja magnitud, y Socompa que posee registro de eventos mayores holocenos. El grupo RVR moderado incluye ocho sistemas volcánicos (Lastarria, Domuyo, Tuzgle, Pali Aike, Payún Matrú, Overo, Huanquihue y Llullaillaco). Todos presentan registro de erupciones holocenas e históricas, con excepción del Domuyo. El grupo RVR bajo incluye a los volcanes Viedma, Cueros de Purulla, Ojos del Salado, El Fraile, El Cóndor, Tres Cruces, Infiernillo, Cordón del Azufre, Falso Azufre, Bayo Gorbea y Laguna Blanca. Los únicos volcanes de este grupo con actividad histórica u holocena, creíble, son Ojos del Salado, Infiernillo y Viedma. Por último, el grupo RVR muy bajo está integrado por sistemas catalogados como potencialmente activos (Peinado, Aracar, Tipas, Antofagasta de la Sierra, Sierra Nevada, Incahuasi, Escorial, El Solo y Salar de Arizaro).

NOMBRE	IP	NIVEL DE PELIGRO
Isla Decepción	18	MUY ALTO
Isla Pingüino	7	MODERADO
Isla Bridgeman	4	BAJO
Monte Haddington (Isla Ross)	4	
Pico Melville	3	MUY BAJO
Isla Paulet	3	
Edificio A	3	
Nunataks Foca	1	
Edificio D	Ne	NO EVALUADOS
Orca	Ne	
Edificio F	Ne	
G Ridge	Ne	
Spanish Rise	Ne	
Edificio H	Ne	

a

NOMBRE	IP	NIVEL DE PELIGRO
Isla Blanco	9	ALTO
Isla Zavodoski	8	
Islas Candelaria	8	
Isla Saunders	8	
Islas Grupo Thule del Sur	8	
Isla Visokoi	7	MODERADO
Isla Jorge	7	
Montes Submarinos Protector	6	
Montes submarinos Leskov	4	BAJO MUY BAJO
Banco Vysokaya	4	
Montes Submarinos Nelson	3	NO EVALUADOS
Montes Submarinos N	Ne	
Montes Submarinos S	Ne	

b

Tabla 3. Resultados de la evaluación de peligrosidad agrupados según nivel de peligrosidad (muy alto a muy bajo), para los sistemas volcánicos ubicados en el Sector Antártico Argentino (3a) e Islas Sandwich del Sur (3b). IP: índice de peligrosidad.

4. Discusión y Conclusiones

La finalidad de la evaluación de riesgo volcánico relativo es la generación de un marco consistente, sistemático y objetivo para planificar actividades destinadas a la reducción del riesgo volcánico a nivel nacional. Este análisis permite identificar los volcanes activos y potencialmente activos ubica-

dos en nuestro territorio, valorar su grado de conocimiento y comparar los niveles de riesgo entre volcanes y regiones. El volcán que reviste mayor riesgo es el Copahue, seguido del complejo volcánico Planchón-Peteroa, volcán Lanín y complejos volcánicos Laguna del Maule y Cerro Blanco. El sistema volcánico que involucra mayor peligrosidad de las tres regio-

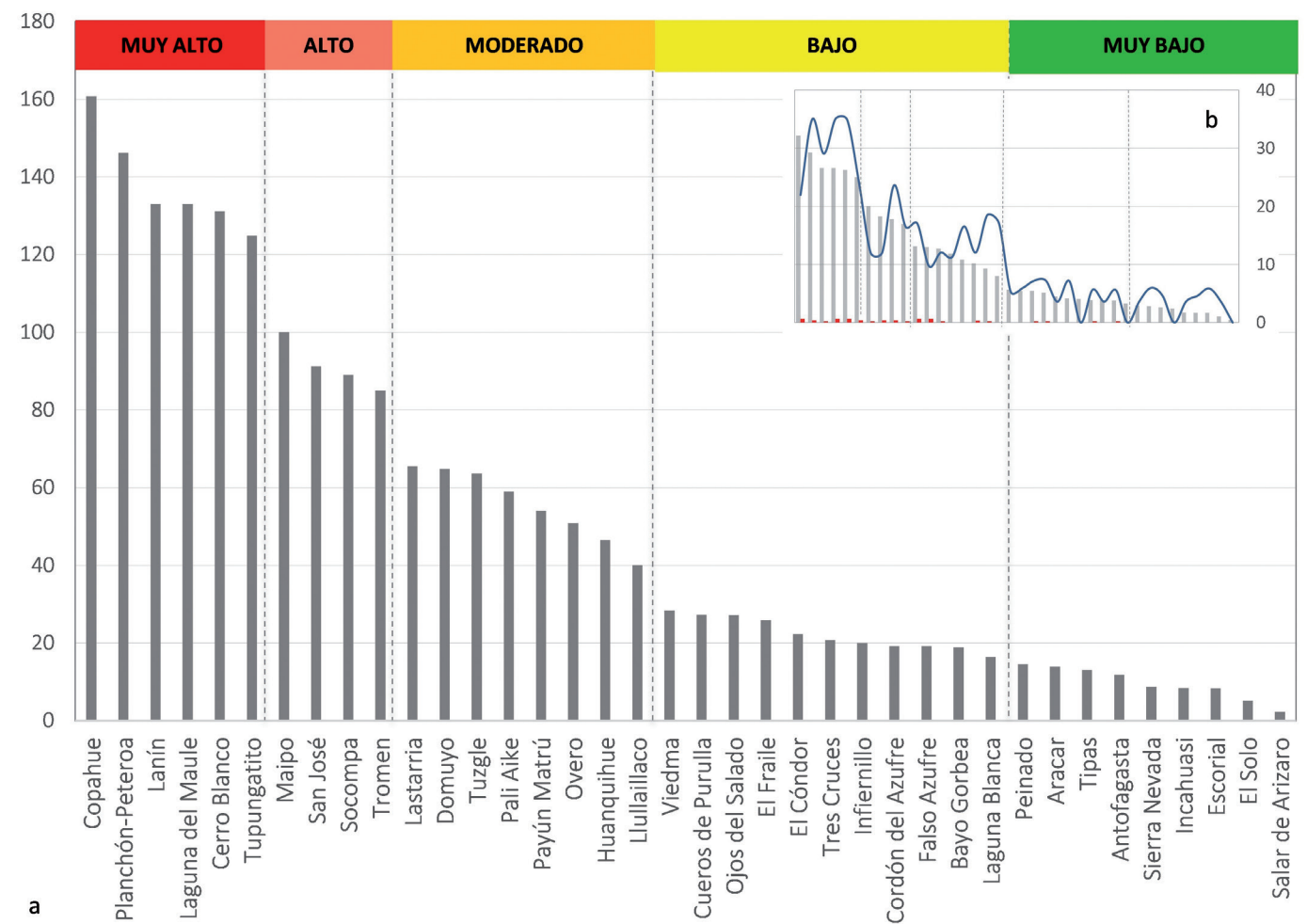


Figura 1. Riesgo volcánico relativo para Argentina. (a) Resultados del análisis de riesgo ordenados de mayor a menor. Los quiebres en la distribución (línea de puntos) corresponden a los límites de los cinco niveles de RVR (muy alto, alto, moderado, bajo y muy bajo). (b) RVR (barras grises), riesgo de la aviación (RAV, curva azul) y Unrest (barras rojas).

nes analizadas es la isla Decepción, en tanto que la peligrosidad del territorio argentino continental es encabezada por el complejo volcánico Planchón-Peteroa. A nivel regional, la provincia de Mendoza es la que presenta mayores valores de peligrosidad, seguida de Neuquén, mientras que los valores de exposición son más variables, estando encabezados por la provincia de Neuquén. En cuanto al riesgo, la provincia con mayor nivel de RVR (máximo y medio) es Neuquén, seguida de Mendoza.

El ranking de riesgo volcánico indica qué volcanes son prioritarios para la realización de estudios de detalle geológicos y de peligrosidad, actividades de monitoreo y planes de emergencia y divulgación. Sin embargo, para la toma de decisiones se debe considerar los alcances y limitaciones del estudio. Entre estas últimas se destacan las limitaciones en la información de base, como el conocimiento incompleto de las características geológicas y las bases de datos socio-económicas, que constituyen una importante fuente de incertidumbre. Por

este motivo, la toma de decisiones debería realizarse teniendo en cuenta no sólo los volcanes o regiones con mayor nivel de riesgo, sino también aquellos con escasez de información de base, que, aunque no encabezan el ranking constituyen objetivos prioritarios para la realización de estudios de distinta índole.

5. Referencias

Elissondo M, Villegas D. (2011). Evaluación de Peligrosidad Volcánica en Argentina. En: Leanza H, Franchini M, Impiccini A, Pettinari G, Sigismondi M, Pons J, Tunik M (Eds) XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén) 10a, Volcanes activos, evolución y monitoreo, Actas: 475.

Elissondo M, Farías C, Collini E. (2016). Volcanic Risk Assessment in Argentina. Conference Cities on Volcanoes 9 (Puerto Varas, Chile) Actas: S1.4.

Elissondo M, Farías C. (2024). Riesgo Volcánico Relativo en Territorio Argentino. IGRM, Servicio Geológico Minero Argentino. Serie Contribuciones Técnicas Peligrosidad Geológica N° 28, 99 pp.

- Ewert JW. (2007). System for Ranking Relative threats of U.S. Volcanoes. *Natural hazards Review* 8: 112-124. doi: 10.1061/(ASCE)1527-6988(2007)8:4(112)
- Ewert JW, Guffanti M, Murray TL. (2005). An Assessment of Volcanic Threat and Monitoring Capabilities in the United States: Framework for a National Volcano Early Warning System, U.S. Geological Survey Open File Report 2005-1164, 62 pp.
- Ewert JW, Diefenbach AK, Ramsey DW. (2018). 2018 Update to the U.S. Geological Survey National Volcanic Threat Assessment. *United States Geological Survey Scientific Investigation Report 2018-5140*, 40 pp. doi: 10.3133/sir20185140.
- Geyer A, Pedrazzi D, Almendros J, Berrocoso M, López-Martínez J, Maestro A, Carmona E, Álvarez-Valero AM, de Gil A. (2021). Deception Island. En Smellie JL, Panter KS, Geyer A (Eds) *Volcanism in Antarctica: 200 Million Years of Subduction, Rifting and Continental Break-up*. *Geol. Soc. London Memoirs* 55: 667-693. doi: 10.1144/M55-2018-56.
- Lara LE, Clavero J, Hinojosa M, Huerta S, Wall R, Moreno H. (2006). NVEWS-CHILE: Sistema de Clasificación semicuantitativa de la vulnerabilidad volcánica. *XI Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2: 487-490*.
- MREC (2023) Cuestión de Malvinas. Cancillería. Ministerio de Relaciones Exteriores, Comercio Internacional y Culto. <https://cancilleria.gob.ar/es/politica-exterior/cuestion-malvinas/la-cuestion-de-las-islas-malvinas>
- SERNAGEOMIN. (2023). Ranking de Riesgo Específico de Volcanes de Chile. https://rnvv.sernageomin.cl/wp-content/uploads/sites/2/2023/10/Ranking-2023_tabloide_20231012.pdf



Lecciones aprendidas de la erupción del Volcán Tajogaite, La Palma 2021 (Islas Canarias, España)

David Sanz-Mangas^a (ORCID: 0000-0002-5658-7459), Inés Galindo Jiménez^a (ORCID: 0000-0002-2545-5234), Nieves Sánchez^a (ORCID:0000-0001-9239-5254), R. Pérez-López^c (ORCID: 0000-0002-9132-4806), G. Lozano Otero^c (ORCID: 0000-0003-1447-9991), J. Vegas^b (ORCID: 0000-0001-9137-0020), C. Camuñas Palencia^b (ORCID: 0000-0001-7870-3222), J. C. García-Davalillo^c (ORCID: 0000-0002-0516-1626), I. Montoya-Montes^a (ORCID: 0000-0001-5401-3841), C. Lorenzo^b (ORCID: 0000-0003-3429-3633), J. A. Fernández-Merodo^b (ORCID: 0000-0003-0642-5803), J. Martínez-Martínez^c (ORCID: 0000-0002-2067-6644), J. F. Mediato^b (ORCID: 0000-0002-4333-1163), M. A. Perucha^b (ORCID: 0000-0003-1960-9265), A. Díez-Herrero^b (ORCID: 0000-0003-1106-191X), J. López-Gutiérrez^b (ORCID: 0000-0003-4250-8788), J. A. Díaz Muñoz^b (ORCID: 0009-0009-2216-2645), M. A. Rodríguez-Pascua^b (ORCID: 0000-0001-5174-119X), M. Hernández^b (ORCID: 0000-0002-4088-2269), A. Cabrera^b (ORCID: 0000-0002-4992-2271)

a Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), Unidad Territorial de Las Palmas de Gran Canaria, Las Palmas, Islas Canarias, España

b Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), C/Ríos Rosas 23, Madrid 28003, España

c Instituto Geológico y Minero de España (IGME, CSIC), C/La Calera 1, Tres Cantos, Madrid 28760, España

Correo de contacto: d.sanz@igme.es

Palabras claves: La Palma, peligros volcánicos, volcanismo, Tajogaite

Resumen

Las erupciones volcánicas condicionan totalmente la vida de los habitantes que viven asentadas en territorios volcánicos. En 2021 se produjo la erupción del volcán de Tajogaite en la Isla de La Palma. Esta erupción producida en ambiente urbano generó un impacto social y económico muy elevado, siendo la erupción con mayor superficie de lava ocupada, número de evacuados y edificaciones afectadas de la historia en España. El estudio de los peligros geológicos asociados a volcanes históricos en el archipiélago canario y su comparación con la erupción de 2021 es esencial para reducir las consecuencias de la actividad de futuras erupciones.

1. Introducción

Una erupción volcánica es uno de los procesos geológicos más violentos de la Tierra y puede provocar cambios y transformaciones con repercusiones catastróficas sobre la sociedad y el medio ambiente, debido tanto a los peligros de la propia erupción, como a otros peligros volcánicos secundarios que pueden asociarse al proceso eruptivo como grandes deslizamientos, tsunamis, lahares y otros. En los últimos años se han producido varias erupciones con Índices de Explosividad Volcánica (IEV) relativamente bajos pero que han tenido un gran impacto social y económico: Fagradalsfjall (2021-2023) y las erupciones de Sundhnúksíggar (2023-2024) en Islandia, Whakaari (2019) en Nueva Zelanda, Pacaya (2010) y volcán de fuego (2018) en Guatemala, Kilauea (2018) en Hawái (EEUU) o el volcán Nyiragongo (2002 y 2021) en el Congo. Algunas de estas erupciones se han producido en campos volcánicos monogenéticos considerados tradicionalmente en la literatura como escenarios de riesgo bajo debido a la escasa explosividad de las erupciones. Sin embargo, la elevada densidad de población que suele haber en territorios volcánicos, la ocupación del suelo, la globalización y el auge del turismo han hecho que el riesgo de estas erupciones aumente. Un ejemplo del elevado riesgo de las erupciones monogenéticas es la

erupción de 2021 del volcán Tajogaite en la isla de La Palma (Islas Canarias, España). Esta erupción afectó a zonas urbanas y, aunque tuvo un impacto global limitado (solo afectando a algunos vuelos nacionales e internacionales), su impacto económico, social y cultural a nivel local fue tan elevado, que la zona afectada fue declarada como zona catastrófica en España, requiriendo del Fondo de Solidaridad de la Unión Europea (FSUE) para la recuperación de la isla. En este trabajo analizamos factores clave a tener en cuenta en futuras erupciones en Canarias con base en las observaciones realizadas durante la erupción de Tajogaite, en el contexto de las erupciones históricas en Canarias.

2. Erupciones históricas en Canarias

Las Islas Canarias (figs. 1A y B) constituyen la única zona en territorio español en la que se ha registrado volcanismo en tiempos históricos. Así, desde la conquista del archipiélago, que comenzó en 1402, se han producido al menos 17 erupciones en las islas de Lanzarote (1730-1736, 1824), Tenerife (1492, 1704, 1706, 1798, 1909), El Hierro (2011-12) y La Palma (1430/1440, 1585, 1646, 1677, 1712, 1949, 1971, 2021). En todos los casos, se trató de erupciones fisurales caracterizadas por la emisión de lavas de composición máfica y la cons-

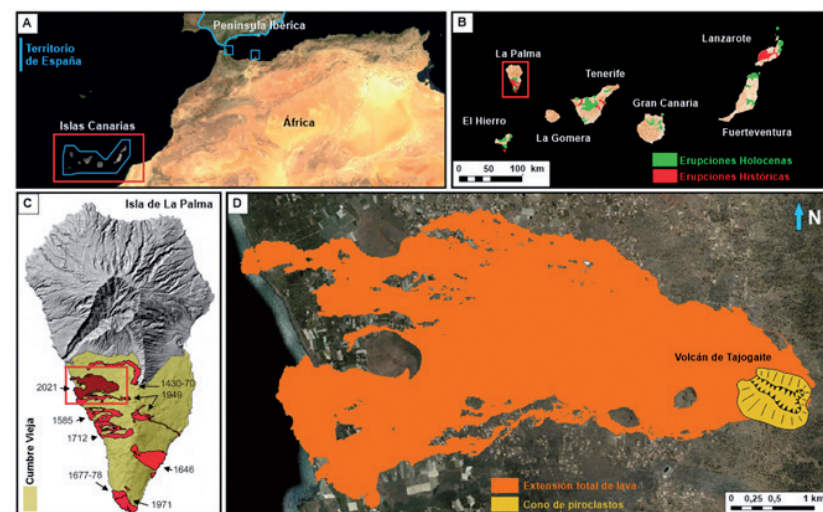


Figura 1. A) Localización de las Islas Canarias en relación de la Península Ibérica y del margen continental africano, B) Islas del archipiélago canario mostrando el volcanismo histórico y Holoceno C) Modelo Digital de Elevación de la isla de La Palma mostrando el edificio volcánico de Cumbre Vieja en la mitad sur de la isla, el área afectada por la erupción de 2021 (en rojo oscuro) y las erupciones históricas (en rojo), D) Campo de lavas y cono de piroclastos del volcán de Tajogaite.

trucción de conos volcánicos de piroclastos (Romero 1990; Sánchez et al. 2019). El estilo eruptivo predominante ha sido estromboliano, salvo en el caso de la erupción del volcán Tagoro en la isla de El Hierro (2011-2012) al tratarse de una erupción submarina. Con base en los documentos históricos y los estudios geológicos sabemos que algunas erupciones han tenido fases hidromagmáticas y/o submarinas, extrusión y colapso de domos, procesos de inestabilidad sin-eruptivos de los conos piroclásticos o formación de deltas lávicos (Romero et al. 2020). La apertura de varias fisuras eruptivas separadas en el espacio y el tiempo también es una característica habitual de las erupciones canarias (Romero 1990; Sanz-Mangas et al. 2023b).

Los daños personales causados por estas erupciones han estado principalmente relacionados con los gases volcánicos (cuatro muertes), aunque se han producido más fallecimientos por sismicidad (16 muertes) y avenidas torrenciales con alta carga sólida por la removilización de cenizas (más de 22 muertes) (Sánchez et al. 2019; Díez-Herrero et al. 2023). El fallecimiento de ganado también ha sido documentado en algunas erupciones canarias en relación a la emisión de gases. En cuanto a daños materiales destaca la destrucción de viviendas e infraestructuras por lavas y cenizas. Cabe mencionar la destrucción causada por la erupción de Timanfaya en Lanzarote entre 1730 y 1736 que cubrió con lavas un tercio de la isla arrasando un tercio de las poblaciones, campos de cultivo y el puerto real de Janubio (Romero 1990). Otro ejemplo es el de la erupción del volcán de Arenas Negras (Tenerife 1706), cuyas lavas arrasaron la villa y el puerto de Garachico, haciendo que el puerto principal de la isla cambiara de ubicación a la que actualmente es la capital de la isla.

3. La erupción del Volcán de Tajogaite en 2021

La última erupción en España tuvo lugar en la isla de La Palma (fig. 1B, C), en la dorsal volcánica de Cumbre Vieja (CV) (<125 000 años), uno de los campos volcánicos monogenéticos más activos del mundo. En CV se concentran todas las erupciones históricas registradas en La Palma (fig. 1C), siendo la de Tajogaite la más larga con 85 días y 8 horas y la que más material lávico ha emitido con >12 km² de superficie ocupada (fig. 1C, D).

La erupción de Tajogaite comenzó tras un periodo pre-eruptivo de reactivación sísmica intermitente desde 2017. El 11 de septiembre de 2021 se aceleró la sismicidad registrada en la isla, que pasó de estar localizada entre 15 km y 20 km de profundidad a registrarse en torno a 2 km y 3 km, siendo sentida por la población en días previos al inicio de la erupción (ver noticias del 2021 en <https://www.ign.es/>). Paralelamente, fue produciéndose la deformación acumulada del terreno que llegó a alcanzar 20 cm positivos. Por estos motivos, el 13 de septiembre se activó el Plan Especial de Protección Civil y Atención de Emergencias por riesgo volcánico en la Comunidad Autónoma de Canarias (PEVOLCA, Decreto 112/2018). El 19 de septiembre por la mañana, se produjo un terremoto sentido por la población con M 3,8 mbLg a 2 km de profundidad ocurrido a las 11:16 (hora local), que provocó desprendimientos en el flanco noroeste de la dorsal de CV y esa misma tarde, a las 15:12 (hora local), comenzó la erupción.

La erupción de 2021 fue de naturaleza fisural y de estilo eruptivo estromboliano con episodios violentos y freatomagmáticos (fig. 4), con un IEV 3 (PEVOLCA 25-12-2021). La peligrosidad volcánica de esta erupción era relativamente baja, siendo los principales peligros volcánicos directos el emplazamiento de las lavas, la caída de piroclastos y la emisión de gases volcánicos. Sin embargo, la alta exposición y vulnerabilidad de la población y bienes materiales resultaron en un riesgo elevado. Se evacuaron a más de 7 000 personas y las lavas destruyeron 2 988 edificaciones y afectaron a otras 138. De las 1 200 ha cubiertas por lava unas 350 eran de cultivos y más de 73 km de carreteras fueron destruidas (PEVOLCA 25-12-2021). A su llegada al litoral, los flujos lávicos, formaron dos deltas en la costa oeste de la isla (Sáez-Gabarrón et al. 2024). La formación de canales y tubos volcánicos que canalizaron las lavas hacia el mar redujo la superficie afectada. Sin embargo, la interacción de la lava con el mar generó hialoclastitas y nubes de vapor de agua con alto contenido en HCl, SO₂ y CO que afectaron a zonas pobladas en algunos momentos. La caída de bombas se produjo dentro de la zona de exclusión, pero la columna eruptiva alcanzó un máximo de 8,5 km de altura, de manera que la dispersión de piroclastos de menor tamaño afectó a toda la isla y a islas cercanas como El Hierro, La Gomera, Tenerife y Gran Canaria; llegando a ocasionar el

cierre del aeropuerto insular en varias ocasiones y la cancelación de más de 700 vuelos (<https://www.aena.es/>). La elevada acumulación de cenizas en la zona suroeste del cono volcánico provocó el colapso de algunas estructuras (Sanz-Mangas et al. 2023b). En el caso de los gases volcánicos, la emisión difusa de CO₂ en la fase posteruptiva del volcán obligó a la evacuación de más de 1 000 personas que no han podido regresar a sus hogares tres años y medio después.

4. Monitorización geológica - Asesoramiento científico del IGME durante la emergencia volcánica

El IGME realizó asesoramiento científico a los gestores de la emergencia a través de sus representantes en el Comité Científico del PEVOLCA y activó su Unidad de Respuesta Geológica de Emergencias (URGE). La URGE tenía como objetivo seguir de cerca el proceso volcánico y analizar los peligros volcánicos primarios y secundarios, generando información actualizada con el fin de contribuir a la toma de decisiones de los gestores de la emergencia. Además, el IGME activó el Servicio de Trabajos Aéreos (STA), cuyas imágenes de dron, obtenidas en tiempo real, se convirtieron en una herramienta indispensable desde el comienzo de la erupción del 19 de septiembre, siendo en todo momento compartidas con el PEVOLCA y los organismos públicos durante la emergencia. Del mismo modo, el IGME solicitó la activación del servicio de monitorización Copernicus Emergency (EMSR546: Volcano eruption in La Palma, Spain, <https://emergency.copernicus.eu/>) para hacer el seguimiento por satélite del perímetro afectado por la erupción.

En total intervinieron medio centenar trabajadores del IGME en la erupción y se emitieron varios informes. También se publicó la mayor parte de la información obtenida durante la erupción, incluyendo vídeos e imágenes de drones y entrevistas realizadas durante la intervención (<https://info.igme.es/eventos/Erupcion-volcanica-la-palma>).

Durante la erupción de 2021 el avance de las coladas de lava venía condicionado tanto por la localización de la apertura de los centros de emisión, como por la composición de la misma. Por otro lado, la apertura de nuevos centros de emisión periféricos y sus coladas de lava asociadas, eran muy rápidas y poco viscosas, invadiendo nuevas áreas urbanas que se encontraban aparentemente fuera de peligro (Ubide et al. 2023; Sanz-Mangas et al. 2024). Además, se produjo la apertura de fracturas en la superficie del terreno y estructuras de tipo graben que finalmente se asociaron a fallas previas en la isla, probablemente relacionadas directamente al fenómeno eruptivo que podrían haber favorecido el ascenso del magma (Rodríguez-Pascua et al. 2024).

Entre los peligros primarios más destacables derivados de la erupción de La Palma tenidos en cuenta por el equipo del IGME en sus actuaciones para mitigar el peligro fueron: (1) El avance diario de las coladas de lava, cuya actuación consistía en realizar una cartografía diaria del perímetro de las coladas apoyándose en los datos obtenidos por Copernicus, y sobre todo en los datos obtenidos diariamente por los diferentes drones que cubrían la erupción (STA-IGME, GES, Cabildo de La Palma, etc.). También se realizaban mapas de pronóstico de

posibles desbordamientos del frente de coladas y la trayectoria del flujo lávico, además de la observación directa en campo y mediante drones de los frentes de colada activos (muestreo de lavas). (2) Apertura de nuevos centros de emisión, deslizamientos del cono principal y formación de tubos volcánicos, cuya actuación consistía en un estudio volcanotectónico del proceso eruptivo y compararlo con erupciones históricas para determinar la posibilidad de apertura de fisuras eruptivas lejos del cono principal y cartografiar los tubos en un GIS para prevenir colapsos del terreno (fig. 1D) (Sanz-Mangas et al. 2023a). (3) Caída de piroclastos y ceniza, para lo cual el IGME llevó a cabo una recogida sistemática diaria de muestras, realización de perfiles, mapas de isopacas y estudio de la resistencia de las infraestructuras y edificios a la carga por peso de los piroclastos. Como secundarios o indirectos, los peligros que más destacaron fueron la fracturación del terreno; movimientos del terreno, actuando mediante un estudio de estabilidad de laderas y un programa de cooperación con la población civil; y los flujos no newtonianos por remoción de tefra, con simulaciones de lluvia artificial en campo sobre las capas de ceniza y lapilli, para determinar el umbral de escorrentía y la precipitación necesaria para el inicio de la removilización (Díez-Herrero et al. 2023). Los peligros primarios y secundarios derivados de la erupción de 2021 en La Palma generaron una situación de multipeligro o multirriesgo. Las señales precursoras, junto con la prolongada duración de la erupción y la enorme cantidad de material volcánico emitido en una zona de la isla con la alta densidad poblacional, recrudescieron la emergencia. Por un lado, se producía el avance de las coladas de lava y, por otro, la caída de piroclastos que podían afectar a casi toda la isla e incluso islas lejanas.

5. Conclusiones y lecciones aprendidas

Los volcanes activos en zonas densamente pobladas son amenazas latentes para la población, sus bienes y las infraestructuras del territorio. En campos volcánicos monogenéticos como Cumbre Vieja, aunque la peligrosidad es menor que en volcanes centrales (p. ej. el Teide o el Vesubio), el aumento de la tasa de población, la calidad de vida, así como la globalización hacen que, aunque el peligro sea bajo, el riesgo pueda ser muy alto. El ejemplo que hemos presentado, la erupción de La Palma de 2021, pone de manifiesto cómo un proceso natural de estas características condiciona seriamente la vida de las personas asentadas en territorios volcánicos activos como las Islas Canarias. Tras la erupción de Tajogaite se han identificado algunos retos que habría que abordar para reducir el riesgo volcánico, entre los que destacamos:

- La importancia de combinar los estudios de los peligros volcánicos primarios (lavas, piroclastos, etc.) y secundarios, como los asociados a los movimientos del terreno o los flujos hiperconcentrados que remobilizan las cenizas depositadas durante la erupción. El estudio multi-peligro es fundamental para tener una visión real del riesgo de las erupciones volcánicas.
- La necesidad de tener un conocimiento lo más detallado posible de las erupciones previas, así como su reinterpretación a la luz del nuevo conocimiento generado durante nuevas erupciones.

- Mejorar el pronóstico de la ubicación de una posible erupción. Una de las principales dificultades de una erupción en un campo monogenético es la variabilidad de la distribución de los centros de emisión, ya que cada erupción puede ocurrir en un lugar diferente. Es decir, los centros de emisión no son constantes en el tiempo como en los volcanes centrales. A día de hoy, aunque se pueden llegar a proponer pronósticos relativamente ajustados, es imposible hacer un pronóstico espaciotemporal para la apertura de centros de emisión durante los periodos de reactivación volcánica.
- Tener un conocimiento volcano-estructural, geológico y geofísico de los campos monogenéticos que permite llevar a cabo mejores interpretaciones de los sistemas de monitoreo.
- Formar a la sociedad y a los posibles intervinientes y gestores de una crisis volcánica con el fin de que tengan al menos conocimientos básicos tanto del proceso volcánico, como de los peligros y riesgos que puede llevar asociado.
- Disponer de equipos científico-técnicos formados en emergencias, como el equipo URGE del IGME-CSIC, que dispongan de protocolos para realizar una intervención más ágil y organizada en coordinación con otros intervinientes y adaptada a las necesidades de los gestores de la emergencia.



Figura 2. Fotografías de la erupción del volcán de Tajogaite: A: Cono de escoria con los cráteres alineados en octubre de 2021, B: Actividad explosiva estromboliana, C: Actividad freatomagmática, D: Actividad efusiva con emisión de lavas desde un tubo volcánico.

- Fomentar la educación en volcanología para que la población que reside en zonas activas, ya que, en territorios volcánicos, tanto la sociedad como los gestores del riesgo deben ser conscientes de los peligros para afrontar y trabajar en la reducción del riesgo volcánico.

Finalmente, cabe destacar que el archipiélago canario es un territorio densamente poblado, unos 300 habitantes/km², comparado con la media española de 90 habitantes/km² (Instituto Nacional de Estadística (INE) - <https://www.ine.es/>) y uno de los destinos turísticos más populares de Europa (más de 14 millones de turistas anuales en 2023 - INE). Por ello es necesario y urgente abordar la reducción del riesgo volcánico, considerando la reevaluación de los peligros volcánicos tras las dos erupciones ocurridas en el siglo XXI: el volcán submarino de Tagoro en 2011-12 al Sur de la isla de El Hierro y la erupción del volcán de Tajogaite en 2021 en la dorsal de CV en la isla de La Palma (fig. 2B). Estas dos erupciones fueron monitorizadas en detalle y han permitido hacer avances sin precedentes en el desarrollo de las interpretaciones de los complejos volcánicos en el archipiélago canario y su comparación con erupciones monogenéticas de otras regiones del mundo, tanto submarinas como subaéreas.

6. Referencias

- Díez-Herrero A, Hernández Ruiz M, López Gutiérrez J, Vegas J (2023). Génesis de la escorrentía superficial y removilización por flujos no newtonianos de los depósitos piroclásticos de la erupción volcánica de 2021 en La Palma. En: Libro actas de la XVI Reunión Nacional de Geomorfología, Sociedad Española de Geomorfología, pp. 76-77. ISBN: 978-84-09-54034-1.
- Rodríguez-Pascua MA, Pérez-López R, Perucha MA, et al. (2024). Active faults, kinematics, and seismotectonic evolution during Tajogaite eruption 2021 (La Palma, Canary Islands, Spain). *Applied Sciences*, 14: 2745. DOI: <https://doi.org/10.3390/app14072745>
- Romero C. (1990). Las Manifestaciones Volcánicas Históricas del Archipiélago Canario. Universidad de La Laguna. ISBN: 84-7756-219-9
- Romero C, Galindo I, Sánchez N et al. (2020). Syn-Eruptive Lateral Collapse of Monogenetic Volcanoes: The Case of Mazo Volcano from the Timanfaya Eruption (Lanzarote, Canary Islands). DOI: <http://dx.doi.org/10.5772/intechopen.93882>
- Sáez-Gabarrón L, Sanz-Mangas D, Galindo-Jiménez I, et al. (2024). Evolution and Growth of Lava Deltas: Insights from the 2021 La Palma Eruption (Canary Islands), EGU General Assembly, Vienna, Austria, 14–19 April, EGU24-21095, DOI: <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-21095>.
- Sánchez N, Romero-Ruiz. C, Galindo I, et al. (2019). What we know about historical eruptions in Canary Islands and what we can learn. ESS Open Archive. June 09, 2020. DOI: 10.1002/essoar.10503319.1
- Sanz-Mangas D, Galindo I, Fernández Lorenzo O, et al. (2023a). Lava tube and skylights formed during La Palma volcanic eruption in 2021: an analogue for planetary volcanoes and ancient flood basaltic eruptions. 4th International Planetary Caves Conference LPI Contrib. No. 2697. 2023LPICo2697.1044S
- Sanz-Mangas D, Galindo I, Vegas J, et al. (2023b). La erupción de La Palma de 2021: Aplicación de la geología al estudio de los peligros volcánicos. *Revista Alambique*, (Vol. 114: ISBN 1133-9837).
- Sanz-Mangas D, Galindo I, Pérez-López R, et al. (2024). Fissure-type vents at 2021 Cumbre Vieja volcanic eruption, EGU General Assembly, Vienna, Austria, 14–19 Apr, EGU24-2645, DOI: <https://doi.org/10.5194/egusphere-egu24-2645>, 2024.
- Ubide T, Márquez Á, Ancochea E, et al. (2023). Discrete magma injections drive the 2021 La Palma eruption. *Science Advances*, 9, eadg4813. DOI: 10.1126/sciadv.adg48

Puntos de encuentro transitorio en zonas de peligro para la gestión de crisis volcánicas en Chile

Franco Vera (ORCID: 0009-0001-6668-5909), Felipe Flores (ORCID: 0009-0009-6615-4954), Constanza Perales (ORCID: 0009-0009-8638-4677), Javiere Véliz (ORCID: 0009-0003-6839-1597), Laura Bono (ORCID: 0009-0004-3276-3309), Álvaro Amigo (ORCID: 0000-0002-9232-3709)

Red Nacional de Vigilancia Volcánica, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile

Correo de contacto: franco.vera@sernageomin.cl

Palabras claves: peligros volcánicos, gestión del riesgo, volcanismo en Chile

Resumen

En el territorio chileno se consideran 87 volcanes activos, los que presentan una marcada heterogeneidad en estilos eruptivos, frecuencias eruptivas, volúmenes emitidos y en el alcance de sus procesos, lo que complejiza la evaluación del peligro y riesgo volcánico. En este trabajo se presenta la metodología y aplicación de evaluaciones de peligro para establecer Puntos de Encuentro Transitorio (PET), con el objetivo de fortalecer la capacidad de respuesta de la población e instituciones ante una crisis eruptiva. Desde el año 2018, el Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile ha realizado estudios de PET en 12 de los volcanes de mayor riesgo del país, proponiendo más de 130 sitios que abarcan cerca de 20 comunas expuestas a procesos volcánicos. Debido a su directa aplicabilidad en planes de emergencia, los PET se han consolidado como herramientas oficiales para la Gestión del Riesgo de Desastres en Chile.

1. Antecedentes del análisis de peligro y riesgo volcánico en Chile

El volcanismo activo en Chile se caracteriza por la presencia de 87 sistemas volcánicos con evidencias de actividad eruptiva durante el Holoceno (Sernageomin 2023; <https://rnvv.sernageomin.cl/que-es-ranking-de-riesgo/>), los cuales se distribuyen mayormente a lo largo de la Cordillera de Los Andes (fig. 1A). El emplazamiento y las características eruptivas de estos volcanes están influenciados por un contexto tectónico convergente de subducción y cambios en el espesor de la corteza continental, el cual varía desde los 70 km en los Andes Centrales hasta 40 km en los Andes Patagónicos (Tasara y Yañez 2003). Esto conlleva a una diversidad en los estilos eruptivos, frecuencias eruptivas, volúmenes emitidos, así como en el alcance de sus procesos, lo cual representa un desafío para la evaluación del peligro y riesgo volcánico.

En Chile, durante los últimos 50 años, han ocurrido aproximadamente 20 erupciones con un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) mayor de 2, registradas en 12 volcanes. Esto ha llevado a la comunidad a reconocer al territorio como una región volcánica. Así, desde la década de 1990 se ha implementado en Chile una red nacional de monitoreo volcánico y la evaluación sistemática de los peligros asociados como política estatal. El Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) ha asumido la responsabilidad de generar información sobre los peligros volcánicos con el fin de mitigar el impacto de futuras erupciones en el territorio nacional (Amigo 2021). Desde entonces, se han publicado una serie de

mapas de peligros (fig. 1B), que abarcan los 30 volcanes de mayor riesgo (Sernageomin 2023), cuyas escalas espaciales van desde nacional (p. ej. Lara et al. 2011) y regional (p. ej. Amigo et al. 2012) hasta local (p. ej. Jorquera et al. 2021). Así como ha variado su escala, se han implementado mejoras en la metodología, incluyendo el uso de modelos numéricos para la simulación de procesos y la adopción de nuevas herramientas para el análisis de peligros.

A pesar de que Chile ha producido un número significativo de mapas de peligros volcánicos (fig. 1B) en comparación con otros países de la región (Forte et al. 2021), los estudios integrales sobre riesgo volcánico han sido limitados. En este contexto, en el año 2023 se promulgó la Ley núm. 21.364, la cual actualizó el Sistema de Protección Civil y creó el Servicio Nacional de Prevención y Respuesta ante Desastres (Senapred), formalizando la coordinación entre las instituciones gubernamentales con respecto a la evaluación de peligro y prevención de desastres. En este sentido, se designó a organismos técnicos encargados de evaluar los peligros naturales, siendo Sernageomin la entidad responsable de la variable volcánica. En consecuencia, la institucionalidad se vio obligada a desarrollar nuevos productos para la evaluación de los peligros volcánicos, como insumos útiles para la coordinación de emergencias volcánicas a nivel local y regional. En este contexto, Sernageomin comenzó a sistematizar la elaboración de propuestas de Puntos de Encuentro Transitorio (PET), los cuales son lugares temporales de reunión de población expuesta establecidos dentro de las zonas de peligro durante

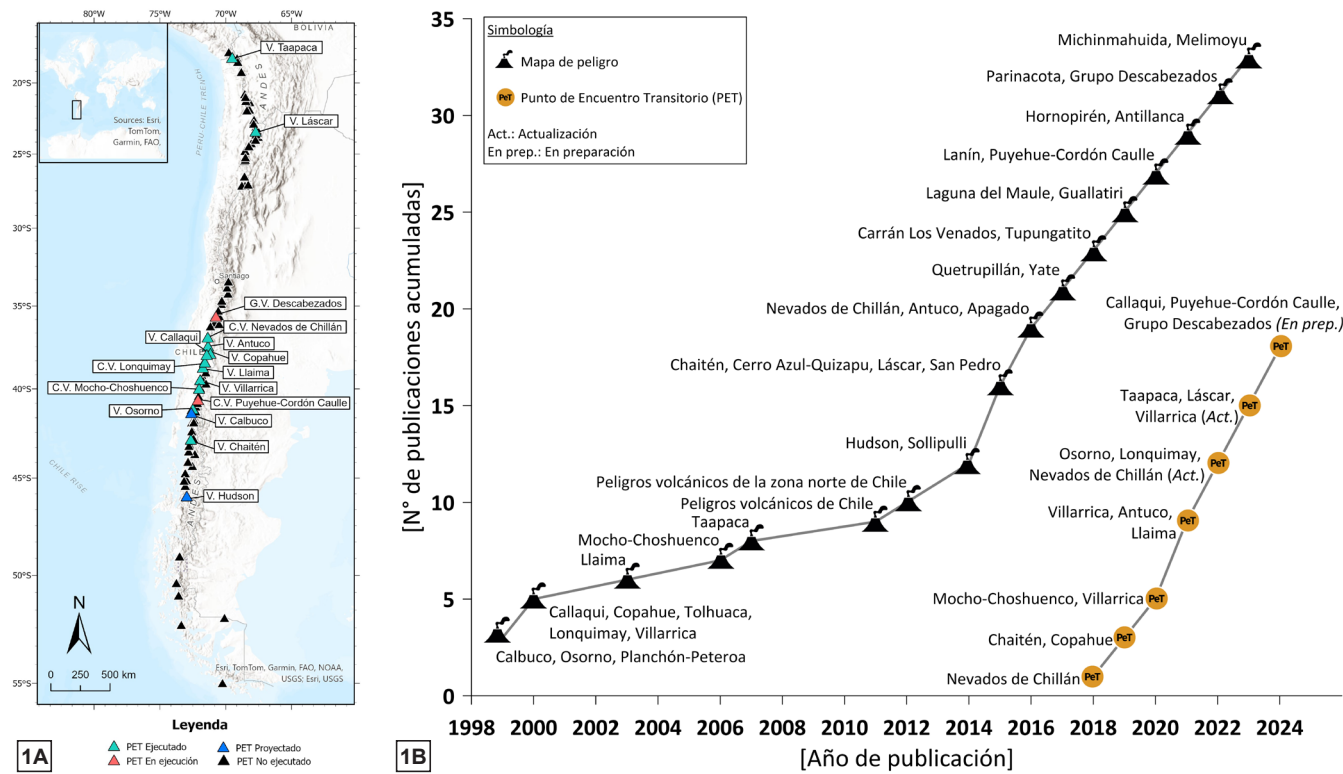


Figura 1. A) Mapa de distribución de volcanes activos en Chile (en triángulos negros) y ubicación de los volcanes que tienen informe de PET ejecutado, en ejecución o proyectado. B) Gráfico de publicaciones de mapas de peligro y Puntos de Encuentro Transitorio en Chile por año, realizadas por Sernageomin.

un eventual proceso de evacuación. Estos puntos facilitan la asistencia de los organismos de respuesta y contribuyen a la optimización de los tiempos de evacuación.

Este trabajo expone la metodología empleada por Sernageomin para la evaluación geológica de PET en Chile y los impactos resultantes de su implementación en el territorio.

2. Metodología de evaluación de puntos de encuentro transitorio

En el marco de la institucionalidad y política de Gestión del Riesgo de Desastres en Chile (GRD), Senapred y Sernageomin llevan a cabo una variedad de actividades coordinadas (p. ej. identificación de PET, ejercicios de simulación y simulacro de erupciones volcánicas), enmarcadas en una planificación a largo plazo, con base en los análisis de riesgo elaborados por Senapred y criterios de priorización ajustados en función de la activación de algún sistema volcánico. Esta planificación es revisada y actualizada anualmente por Senapred y compartida con Sernageomin, donde la evaluación de PET se integra en su programación anual. En la figura 2 se ilustran los roles de las instituciones involucradas y los resultados de esta coordinación.

La estructura de un proyecto PET sigue una secuencia alineada con las metodologías comúnmente empleadas en la evaluación del peligro volcánico (p. ej. Vera et al. 2022). En primer lugar, se realiza una revisión de antecedentes, abordando aspectos de geología básica, volcanología física y peligro volcánico, así como sus disciplinas afines. Su propósito

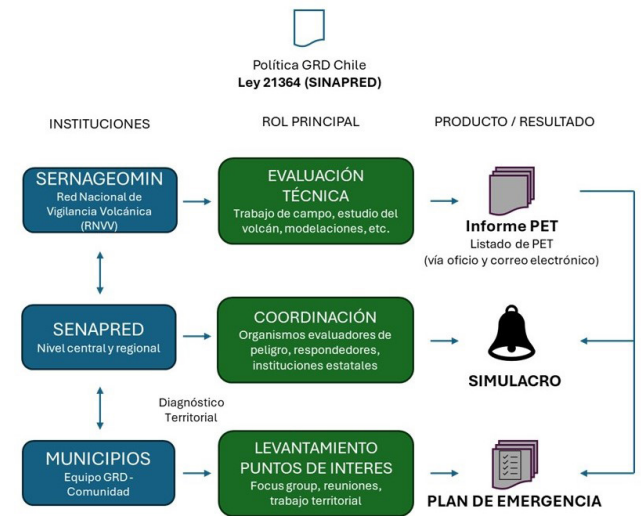


Figura 2. Flujo de información, roles institucionales y productos derivados de la evaluación de PET.

primordial radica en obtener un entendimiento detallado del historial y comportamiento eruptivo del volcán en cuestión, y de los procesos que representan una amenaza.

Paralelamente, se realiza un diagnóstico territorial con actores locales y representantes de instituciones públicas relevantes, como organismos responsables de vialidad, salud, educación, policía, bomberos, entre otros. Esto permite incorporar el conocimiento territorial en la evaluación de los PET, mediante la participación de equipos GRD locales y representantes comunitarios, respecto a necesidades locales

ante emergencias, zonas críticas de interés local, el contexto demográfico y las redes organizacionales. Los esfuerzos por fomentar la participación comunitaria local en la elaboración de planes de emergencia y trabajar en conjunto con instituciones técnicas y tomadores de decisiones han demostrado contribuir significativamente a la gestión para la reducción del riesgo volcánico (Cadag et al. 2018).

Luego, se realiza la evaluación geológica individual de cada área para determinar la pertinencia de proponer un PET. Este proceso implica el reconocimiento in situ de los depósitos volcánicos asociados a la historia eruptiva reciente del volcán y su distribución espacial. Se realiza además una caracterización geomorfológica detallada de cada sector y un análisis de la distribución demográfica, complementando así el análisis geológico.

Asimismo, la labor de campo puede incluir el uso de tecnologías como drones y equipos topográficos, para generar insumos como modelos digitales de superficies, que permitan determinar redes hidrográficas, análisis fotogeológico de alta resolución, emplear herramientas de simulaciones numéricas de procesos volcánicos y otros análisis geoespaciales con Sistemas de Información Geográfica (SIG).

Todo este proceso deriva en un informe que comprende una descripción del volcán, una fundamentación detallada de la metodología utilizada para la selección de los PET, los resultados obtenidos, así como las recomendaciones y conclusiones, destacando el listado y mapa de los PET propuestos.

3. Resultados y caso de estudio

Desde el año 2018, se han elaborado 14 publicaciones técnicas dedicadas a los PET (fig. 1B), que han abarcado a 12 de los volcanes de mayor riesgo del país, proporcionando un marco detallado para la identificación de áreas críticas y la selección de ubicaciones estratégicas en caso de crisis volcánica. La información recopilada en estos informes ha sido fundamental para la ejecución de 8 simulacros de erupciones volcánicas, que han puesto a prueba los protocolos de evacuación y respuesta en situaciones de emergencia. Como resultado de este trabajo, se han levantado más de 130 propuestas de PET en todo el territorio, cubriendo cerca de 20 comunas expuestas a peligros volcánicos.

Dentro de los volcanes considerados para la evaluación geológica de PET destaca el volcán Villarrica, el cual lidera el listado de riesgo volcánico en Chile (Sernageomin 2023). Corresponde a un estratovolcán de conducto abierto, caracterizado por la presencia de un lago de lava activo en su cráter. Además, es el volcán con mayor registro histórico de erupciones (Petit-Breuilh 2022) y se caracteriza por presentar una amplia cobertura glacio-nival (fig. 3A y fig. 3B). Durante sus episodios eruptivos, este volcán tiende a generar lahares con volúmenes que superan los 10⁶ m³, flujos de lava con alcances de hasta 17 km, así como eventos de caída y dispersión piroclástica y, en menor medida, corrientes de densidad piroclástica. Por otra parte, existen importantes centros turísticos en sus proximidades y creciente poblamiento rural en sus flancos. En los últimos años, el volcán Villarrica ha presentado

incrementos en los parámetros de monitoreo que han implicado cambios de alertas técnicas, alcanzando el nivel naranja en los años 2015, 2019 y 2023; y rojo en la erupción de 2015. Por estos motivos, la evaluación de PET alrededor del Volcán Villarrica ha sido contingente a una eventual erupción.

En este proceso, durante el diagnóstico territorial y análisis geológico se identificaron cerca de 40 sitios que representan menor peligrosidad ante fenómenos volcánicos (fig. 3A). La evaluación consideró principalmente las características de erupciones registradas desde el año 1900, debido a su mayor probabilidad de ocurrencia. Esta consideración conllevó va-

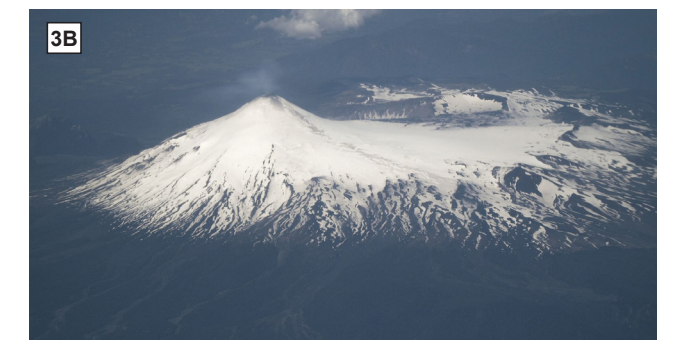
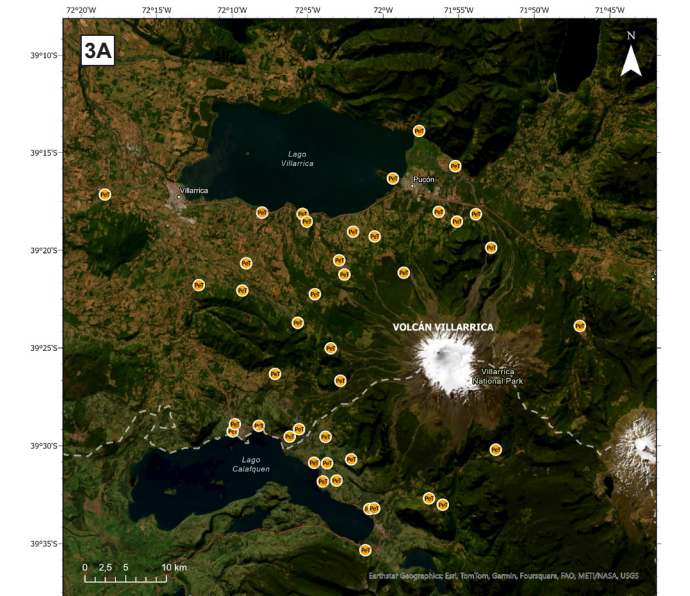


Figura 3. A) Distribución de PET alrededor del volcán Villarrica. B) Imagen aérea oblicua del volcán Villarrica. C) Fotografía de simulacro de evacuación efectuada en diciembre de 2023 (web.senapred.cl).

rias implicancias. En primer lugar, la importancia del conocimiento de la historia eruptiva del volcán, cuyo objetivo fue discriminar entre un escenario extremo versus un escenario probable en el corto-mediano plazo. En segundo lugar, se puso de manifiesto que el uso de los PET en un escenario de activación volcánica debe estar en permanente atención a las señales de monitoreo, así como a una fluida y estandarizada red de comunicación desde el observatorio volcánico hacia el organismo de protección civil. En tercer lugar, se consideró la posibilidad de que algunos sitios PET se encuentren en zonas de bajo o moderado peligro, según el mapa de peligro de largo plazo, el que incluye todos los escenarios eruptivos establecidos en función de la actividad holocena del volcán, es decir considerando los escenarios máximos. Finalmente, el análisis incorporó la revisión de los posibles trayectos necesarios para el desplazamiento de la población objetivo hacia los puntos, a modo de evitar el cruce por lugares de peligro.

La aplicación directa de la evaluación geológica de PET en el volcán Villarrica, ha consistido en la elaboración de planes de emergencia y GRD por parte de los municipios involucrados, siendo puntos claves durante el ejercicio de simulacro por erupción volcánica realizado en 2023 (fig. 3C). Asimismo, las autoridades han llevado a cabo mejoras en infraestructura vial, señaléticas e iluminación de las vías de evacuación, así como también campañas de comunicación y formación de líderes comunitarios por cada PET, quienes se encargan de focalizar las inquietudes de los vecinos hacia los encargados de emergencia comunales y de difundir información de relevancia entre las personas expuestas.

Es importante destacar que este caso de estudio presentó un desafío adicional. Parte importante de la población expuesta está compuesta por habitantes recientes en el área o visitantes temporales, lo que se refleja en su escaso conocimiento sobre la actividad volcánica pasada y los riesgos asociados.

4. Conclusiones y desafíos futuros

La experiencia en la gestión de crisis volcánicas en Chile ha proporcionado valiosas lecciones a lo largo de las diferentes etapas del ciclo de riesgo de desastre. Se destaca la imperiosa necesidad de contar con un sistema que integre, coordine y defina roles mediante protocolos y planes, involucrando a todos los actores pertinentes en la gestión del riesgo volcánico, especialmente entre los organismos técnico-científicos y los organismos de protección civil. Esto asegura que los productos y prioridades de los primeros se alineen con las necesidades de reducción del riesgo de desastres en el país ante una erupción volcánica.

La definición de los PET ha marcado un cambio significativo en la comunicación del peligro volcánico, pasando de un enfoque restrictivo a uno más propositivo y autoexplicativo. Al comparar la evaluación de los PET con los trabajos de mapas de peligro tradicionales (generalmente construidos a escalas de no menor detalle que 1:50.000 - 1:75.000), se destacan varias ventajas en el enfoque PET para la elaboración de planes de emergencia. En particular, centrarse en áreas de interés para la comunidad, permite trabajar con mayor detalle, incluyendo microzonificaciones de peligro y la agilización

en la generación de insumos para los planes de emergencia volcánica. Concretamente, el ciclo que comprende la elaboración del PET hasta su implementación ya sea a través de un simulacro o bien mediante la incorporación en un plan de emergencia, puede completarse en menos de un año; mientras que el proceso de cartografía de peligro tradicional suele ser bastante más prolongado. En consecuencia, la cobertura de planes de emergencia ha aumentado notablemente utilizando, además, una metodología clara y replicable.

El futuro presenta amplios desafíos, no solo en términos de ampliar la cobertura de los PET, sino también en el sentido de su actualización permanente en función de cambios demográficos y de la intervención humana en el paisaje. A su vez, el uso de herramientas más avanzadas en el análisis, como la simulación dinámica de la actividad volcánica, considerando sus tiempos e incertidumbres, los tiempos de respuesta, desplazamiento y evacuación, podrían ser una línea de desarrollo futura. Lo anterior requiere aumentar el conocimiento de la actividad pasada de los volcanes activos y sus procesos, así como el fortalecimiento de las redes de monitoreo, comunicación y coordinación.

5. Agradecimientos

El equipo agradece a la coordinación realizada por los funcionarios de Senapred y de las municipalidades involucradas en la evaluación de Puntos de Encuentro Transitorio. Asimismo, se agradece a los funcionarios de apoyo administrativo y logístico de Sernageomin que han colaborado en cada uno de los estudios.

6. Referencias

- Amigo A (2021). Volcano monitoring and hazard assessments in Chile. *Volcanica*, 4(S1).
- Amigo A, Bertin D, Orozco G (2012). Peligros Volcánicos de la zona norte de Chile, Regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá, Antofagasta y Atacama. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 17: 45 p., 1 mapa en 5 hojas escala 1:250.000, 1 mapa escala 1:3.000.000. Santiago.
- Cadag J, Driedger C, Garcia C, et al (2018). Fostering participation of local actors in volcanic disaster risk reduction. *Observing the Volcano World: Volcano Crisis Communication*, 481-497.
- Forte P, Rodríguez L, Jácome M, et al (2021). Volcano monitoring in Latin America: taking a step forward: Preface to Special Issue on Volcano Observatories in Latin America, *Volcanica*, 4(S1).
- Lara L, Orozco G, Amigo A, et al (2011). Peligros Volcánicos de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental 13: 34 p., 1 mapa escala 1:2.000.000. Santiago.
- Petit-Breuilh M (2022). La historia eruptiva de los volcanes hispanoamericanos (Siglos XVI al XX): el modelo chileno. Trébol Ediciones, Viña del Mar, Chile.
- Sernageomin (2023). Ranking de Riesgo Específico de Volcanes Activos en Chile.
- Tassara A, Yáñez G (2003). Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*, 30(2), 159-186.
- Vera F, Flores F, Toloza V, et al (2022). Avances y desafíos en la evaluación de peligros volcánicos en la Red Nacional de Vigilancia Volcánica de Chile. IX Foro Internacional de Peligros Volcánicos "Volcanes y Sociedad: Riesgo y Prevención". Arequipa, Perú.

Peligrosidad del volcán Copahue, Provincia del Neuquén, República Argentina

Johanna Florencia Kaufman^a (ORCID: 0000-0002-8936-2758), Manuela Elissondo^a (ORCID: 0000-0003-1649-5071), Patricia Sruoga^b (ORCID: 0000-0002-5164-6616), Marcela Gladys Yamín^c (0009-0001-8867-6640)

a. Servicio Geológico Minero Argentino – DGAA, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Av. General Paz 5445. Buenos Aires, Argentina

b. CONICET / Servicio Geológico Minero Argentino. Av. General Paz 5445. Buenos Aires, Argentina

c. Servicio Geológico Minero Argentino – DGR, Instituto de Geología y Recursos Minerales. Av. General Paz 5445. Buenos Aires, Argentina

Correo de contacto: Johanna.kaufman@segemar.gov.ar

Palabras claves: volcán Copahue, peligrosidad, peligros, reducción del riesgo de desastres

Resumen

El volcán Copahue es un estratovolcán activo que forma parte del Complejo Volcánico Caviahue-Copahue (CVCC), situado en el límite internacional entre Argentina y Chile, en la provincia del Neuquén y en la Región del Biobío, respectivamente. La actividad eruptiva se remonta al Pleistoceno, existiendo registros históricos y recientes de erupciones freáticas y freatomagmáticas. Con localidades turísticas y comunidades originarias a menos de 10 km del volcán, el estudio de su peligrosidad resulta imprescindible para reducir el riesgo de desastres ante una erupción volcánica. Se caracterizaron los procesos volcánicos de los últimos 14 000 años, los posibles escenarios eruptivos y posteriormente se modelaron individualmente los peligros (caída de tefra, lahares, eyectos balísticos, lavas y corrientes piroclásticas). De esta forma, se determinaron las áreas que podrían ser potencialmente afectadas por los mismos en cada escenario, que luego se integraron en un mapa de peligrosidad proximal a escala 1:50 000, junto a un mapa regional de acumulación de tefra a escala 1:500 000.

1. Introducción

El volcán Copahue (37°51'24,46"S, 71°10'3,39"O, 2 997 m s. n. m.) es un estratovolcán activo que se ubica en la Zona Volcánica Sur de los Andes, sobre el límite internacional entre Argentina y Chile, perteneciendo del lado argentino al departamento Ñorquín de la provincia del Neuquén, y del lado chileno a la región del Biobío (Fig. 1). Ocupa el puesto número uno del Ranking de Riesgo Volcánico Relativo de Argentina (Elissondo y Farías 2024), motivo por el cual resulta imperativo la actualización de la evaluación de peligrosidad.

La zona de estudio abarca tanto el edificio volcánico como la depresión volcánico-tectónica subcuadrangular que se extiende hacia el este, conocida como caldera Caviahue o caldera del Agrio. Dicho rasgo geomorfológico contiene una serie de lagos y cursos de agua, destacándose las lagunas Las Mellizas y el lago Caviahue.

En las cercanías del volcán, en territorio argentino, se encuentran las localidades de Caviahue y Copahue, a 9 km y 6,5 km de distancia, respectivamente (fig. 1). La principal población reside en la primera, con 600 personas registradas según el censo de 2010, pero cuyo

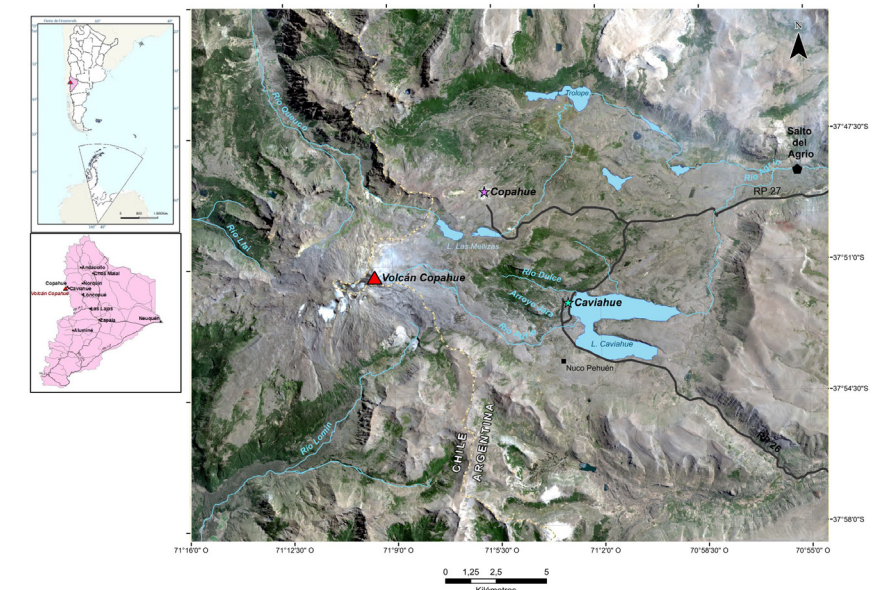


Figura 1. Ubicación del volcán Copahue y localidades aledañas.

número de habitantes permanentes ha ido incrementándose en los últimos años. La economía de Cavihue se basa principalmente en el turismo, destacando el centro de esquí “Cerro Cavihue”, con 13 medios de elevación y 22 pistas, así como también varias instalaciones hoteleras con recursos termales y diversas actividades de montaña. El acceso a esta localidad se realiza desde el sur por la ruta provincial 26, a través de un puente que cruza el río Agrio y, alternativamente, desde el norte por la ruta provincial 27, la cual no se encuentra pavimentada. Este último acceso cruza otro puente sobre el río Dulce, quedando delimitada la localidad por dos ríos de importante caudal.

La villa de Copahue, ubicada a 17 km al noroeste de Cavihue y sin población permanente, abarca mayormente instalaciones hoteleras que funcionan durante los meses de verano, así

como el complejo termal “Termas de Copahue”, que ocasionalmente suma actividades durante la temporada invernal. Posee un único acceso por la ruta provincial 27, el cual bordea una de las lagunas Las Mellizas a escasos centímetros por encima del nivel del agua.

En los alrededores de las rutas de acceso a la localidad de Cavihue habitan numerosas comunidades mapuche, mientras que, en el sector chileno predominan las comunidades pewenche y, en menor medida, la mapuche. Estas comunidades desarrollan una trashumancia estacional en el marco de las actividades ganaderas, agrícolas y de recolección de piñones. En efecto, durante la internada, las familias llevan a cabo las actividades agrícolas tradicionales alejadas de la cordillera, mientras que al inicio de la temporada estival retornan hacia los puestos de veranada.

PELIGROSIDAD DEL VOLCÁN COPAHUE. Escala 1:50 000		RANGO DE AÑOS DE RECURRENCIA				
		1-10 años	10-100 años	100-1 000 años	1 000 - 5 000 años	5 000 - 10 000 años
PROCESOS VOLCÁNICOS-MAGNITUD (ALCANCE/VOLUMEN)	Eyectos balísticos	MA	A	M	B	
	Coladas de lava de bajo alcance (< 4 km)				A	
	Coladas de lava de alcance mayor (> 4 km)					M
	Corrientes de Densidad Piroclástica (CDP) de baja magnitud y alcance máximo ≤ 2 km		A			
	Corrientes de Densidad Piroclástica (CDP) de moderada magnitud y alcance máximo entre 3 y 3,5 km			M		
	Corrientes de Densidad Piroclástica (CDP) de magnitud y alcance máximo entre 6 y 10 km				B	
	Lahares primarios de bajo volumen (Erupciones explosivas suaves)		A			
	Lahares primarios de moderado volumen (Erupciones explosivas moderadas)			M		
Lahares primarios de alto volumen (Erupciones efusivas)				B		

Tabla 1. Matriz de peligros del volcán Copahue. Basado en la recurrencia de diferentes procesos volcánicos para los escenarios eruptivos evaluados. MA=Muy Alta; A=Alta;M=Moderada; B=Baja

La actividad eruptiva del volcán se remonta al Pleistoceno, existiendo numerosos registros históricos y recientes de erupciones freáticas y freatomagmáticas. Entre los eventos recientes, se destacan aquellos ocurridos en 1992, 1995 y 2000, y el último ciclo que inició en el año 2012. Los principales productos emitidos fueron tefra, eyectos balísticos, lahares y en modo subordinado, corrientes de densidad piroclástica (CDP), con Índices de Explosividad Volcánica (IEV) que variaron entre 1 y 2 (Smithsonian Institution, Global Volcanism Program 2013). Desde la última fase de mayor intensidad, en diciembre de 2016, el volcán ha tenido algunas explosiones más pequeñas, produciendo tefra, vapor de agua, emisiones gaseosas con fuerte olor a azufre y actividad sísmica irregular.

2. Metodología

La evaluación a largo plazo de los peligros del volcán Copahue muestra la posible distribución de los mismos en una ventana de tiempo de años a décadas (Marzocchi et al. 2008), en contraste con aquellos mapas generados en fase de actividad o inestabilidad volcánica (“unrest”). Existen antecedentes de estudios de peligrosidad para este volcán (p. ej. Bermúdez y Delpino 1995, Naranjo et al. 2000), siendo el trabajo publicado en 2023 (Kaufman et al. 2023) una actualización tanto de infor-

mación de los eventos eruptivos posteriores al año 2000, como de la metodología de evaluación de la peligrosidad volcánica.

De esta forma, se ejecutó un trabajo geológico de campo complementario a la consulta y análisis de antecedentes, consistente en la identificación, descripción y mapeo de depósitos volcánicos postglaciales a escala 1:50 000. La reconstrucción de la historia eruptiva en los últimos 14 000 años es general, distinguiéndose grandes unidades cuya edad ha sido estimada principalmente mediante correlación estratigráfica (referencias en Kaufman et al. 2023). Con el objetivo de elaborar el mapa de peligrosidad volcánica en base a un análisis semi-cuantitativo, se caracterizaron los procesos volcánicos asociados a esta ventana de tiempo, estimando su recurrencia, distribución espacial y alcance. Se consideraron, a su vez, las condiciones climáticas de la zona, desde direcciones predominantes de los vientos hasta el análisis de las precipitaciones y la acumulación de nieve.

La evaluación de peligrosidad considera tres escenarios obtenidos a partir de la reconstrucción de la historia eruptiva. Por un lado, el escenario más probable consiste en erupciones menores (IEV ≤ 1) freáticas a freatomagmáticas, con generación de eyectos balísticos, caída de tefras, lahares y posibles CDP diluidas (oleadas piroclásticas). Un segundo escenario está relacionado a erupciones magmáticas y freatomagmáticas con

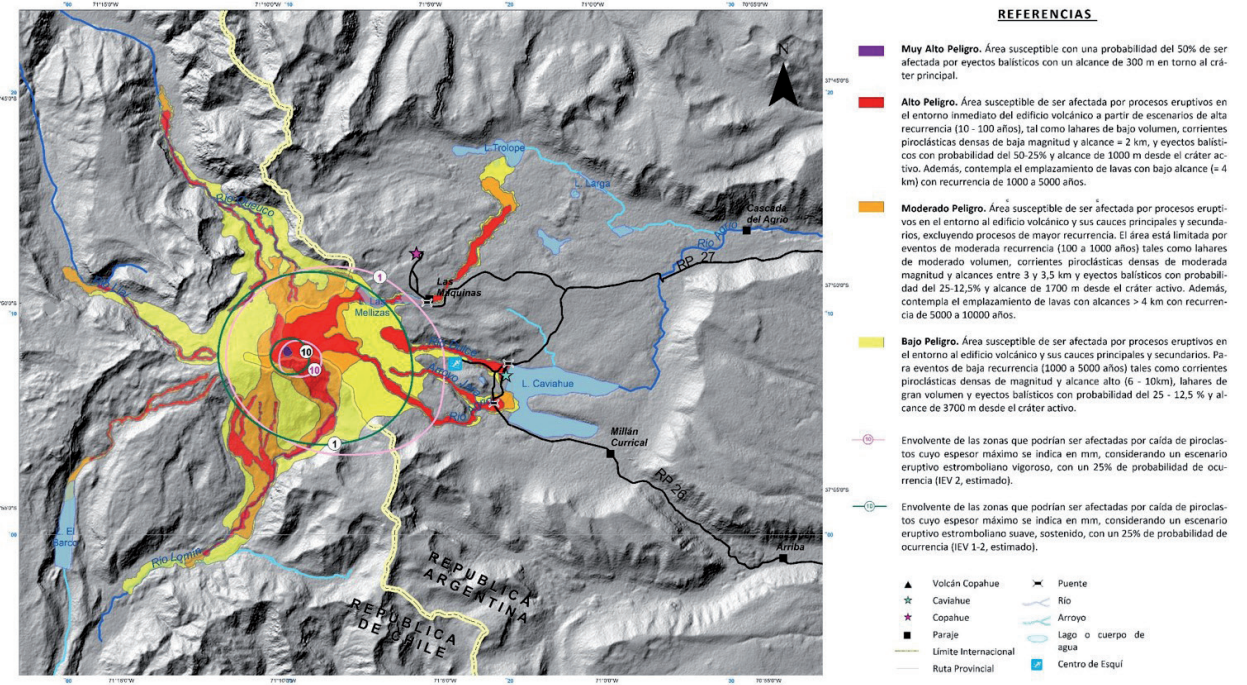


Figura 2. Mapa de peligrosidad proximal del volcán Copahue.

IEV ≤ 2, con pulsos iniciales vigorosos de corta duración (i.e. horas), seguidos de pulsos débiles e intermitentes más extendidos en el tiempo. Los productos contemplados en este escenario incluyen caída de tefras, eyectos balísticos, lahares, y corrientes piroclásticas tanto diluidas como densas, estas últimas por colapso de la columna eruptiva. Por último, se contemplaron erupciones efusivas asociadas al conducto central, con generación de coladas de lava, eyectos balísticos y lahares.

Con el objetivo de representar espacialmente los peligros volcánicos para cada uno de los escenarios eruptivos propuestos, se implementaron diferentes técnicas de modelado de acuerdo con cada tipo de proceso volcánico (p. ej. Malin y Sheridan 1982; Bonadonna et al. 2005; Iverson et al. 1998; Mossoux et al. 2016; Bertin 2017). De esta forma, fueron evaluados de manera independiente los escenarios de peligro para CDP, acumulación de tefra, lahares, coladas de lava y eyectos balísticos.

La evaluación temporal de peligros se efectuó mediante un análisis de recurrencia y de escenarios para cada proceso volcánico, establecido a partir de la correlación estratigráfica (Tabla 1). La representación de las áreas de peligrosidad se expresa mediante la integración de diferentes procesos volcánicos asociados a los distintos escenarios eruptivos expresados en cuatro grados de peligrosidad: Muy Alto, Alto, Moderado y Bajo. La zonificación integrada incluye las simulaciones de coladas de lava, lahares, eyectos balísticos y CDP.

La acumulación de tefras de caída ha sido tratada de manera independiente a la zonificación integrada, debido a que este proceso, a diferencia de los anteriores, presenta transporte aéreo y no está controlado por la topografía sino por condiciones atmosféricas. A su vez, al tratarse de un producto con extensa dispersión geográfica, su representación se realiza también a escala regional.

3. Resultados

3.1. Peligrosidad Proximal

El mapa proximal a escala 1:50 000 incluye la totalidad del edificio volcánico y sus zonas más próximas, en particular los valles cuyas cabeceras se encuentran sobre las laderas del volcán (Fig. 2). Este mapa muestra las áreas de peligrosidad volcánica integradas diferenciadas en cuatro grados (muy alta, alta, moderada y baja), así como las envoltorios de acumulación de 1 y 10 mm de tefras para los dos escenarios explosivos, uno de tipo estromboliano débil de larga duración, y el segundo representando los pulsos iniciales registrados durante el período histórico, de tipo estromboliano más vigoroso y de corta duración.

Es importante aclarar que los límites de las zonas de peligrosidad son indicativos y no deben tomarse como límites absolutos, ya que cualquier cambio en las variables o en la superficie del terreno puede modificar el alcance de los peligros.

3.2. Peligrosidad de Acumulación de Tefras Distal

El mapa distal a escala 1:500 000 representa la peligrosidad de caída de tefras para el escenario de erupción explosiva más vigorosa, cuyo alcance supera el área cubierta por el mapa proximal. Se incluyen las envoltorios de acumulación de caída piroclástica de 1 cm y 10 cm de espesor, para un escenario de más del 25 % de probabilidad de una erupción de tipo estromboliana vigorosa, de duración hasta 48 horas. Asimismo, se definieron las zonas de peligrosidad por caída de piroclastos del mismo escenario, para una acumulación de al menos 1 cm de espesor. El comportamiento atmosférico en la zona del volcán Copahue mantiene las direcciones regionales de los vientos de oeste a este a grandes rasgos, pudiendo diferenciar un ligero predominio de vientos en dirección ESE en el período húmedo (abril a septiembre), mientras que en los meses

Colapso parcial de flanco y actividad eruptiva de múltiples ventos del volcán El Reventador, 2018-2019

Silvia Vallejo (ORCID: 0000-0002-4587-6909), Stephen Hernandez (ORCID: 0000-0002-8990-4027), Freddy Vásquez (ORCID: 0000-0001-5153-0237)

Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional, Ladrón de Guevara E11-253 y Andalucía, Quito, Ecuador

Correo de contacto: svallejo@igepn.edu.ec

Palabras claves: El Reventador, vigilancia térmica, columnas eruptivas, catálogo sísmico regional, ventos múltiples

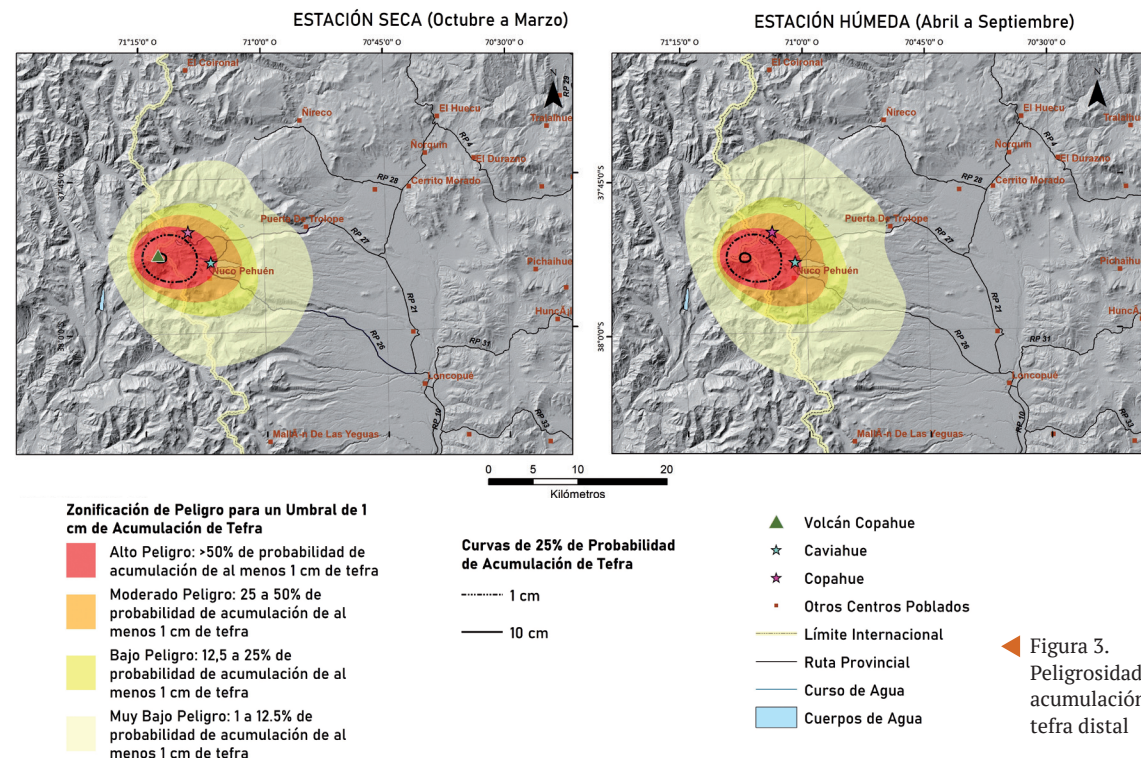


Figura 3. Peligrosidad de acumulación de tefra distal

de octubre a marzo (estación seca) se observa una dirección preferencial marcada hacia el este. Es por este motivo que se optó por diferenciar los modelados según la estación. (fig. 3).

4. Conclusiones

A partir de la zonación de peligrosidad del volcán Copahue, se puede observar que los valles cuyas cabeceras se encuentran en las laderas del edificio volcánico, así como el volcán mismo, representan las áreas de mayor peligro. En particular, las desembocaduras de los ríos Agrio y Dulce, en las que se encuentran puentes de ingreso a la localidad de Caviahue, son las zonas más susceptibles. Si bien es un volcán que ha presentado todos los peligros en su historia eruptiva, la caída de tefras representa el proceso más frecuente en los últimos años, generando limitaciones en el tránsito vehicular, inconvenientes con los transformadores y tendidos eléctricos, problemas respiratorios en la población y daños a la fauna y flora de la zona. Especial atención merecen también las lagunas Las Mellizas, puesto que la embocadura se encuentra a una cota apenas por debajo de la ruta de acceso a la villa de Copahue, que a su vez es donde se emplaza la toma de agua potable de ambas localidades.

Los mapas de peligrosidad son herramientas que deben ser presentadas a tomadores de decisiones (intendentes, gobernadores, personal de defensas civiles, policía, bomberos, etc.) así como a la población local y eventual, con el fin de desarrollar planes de prevención, manejo de la emergencia y de mitigación de desastres naturales. El objetivo principal es el de salvaguardar vidas, actividades económicas e infraestructuras, en caso de erupción volcánica.

5. Referencias

Bertin D. (2017). 3-D ballistic transport of ellipsoidal volcanic projectiles considering horizontal wind field and variable

shape-dependent drag coefficients: 3-D Transport of Volcanic Ballistics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 122. 10.1002/2016JB013320.

Bonadonna C, Connor C, Houghton BF, Connor L, Byrne M, Laing A, Hincks T. (2005). Probabilistic modeling of tephra dispersal: Hazard assessment of a multiphase rhyolitic eruption at Tarawera, New Zealand. *Geology Faculty Publications*. Paper. 18. 10.1029/2003JB002896.

Elisondo M, Farías C. (2024). Riesgo Volcánico Relativo en Territorio Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Serie Contribuciones Técnicas Peligrosidad Geológica* N° 28, 99 pp.

Global Volcanism Program (GVP) (2013) Copahue (357090) en *Volcanoes of the World*, v. 4.10.3 (15 Oct 2021). Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Recuperado el 04 Nov 2021 (<https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=357090>). <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>.

Iverson RM, Schilling SP, Vallance JW. (1998). Objective delineation of lahar-inundation hazard zones. *GSA Bulletin* 1998; 110 (8): 972–984. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1998\)110<0972:ODOLIH>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1998)110<0972:ODOLIH>2.3.CO;2).

Kaufman JF, Elisondo M, Sruoga P, Yamín MG. (2023). Peligrosidad del volcán Copahue. *Provincia del Neuquén, República Argentina. Serie de Contribuciones Técnicas Peligrosidad Geológica* N° 24. 51 pp. Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales.

Malin MC, Sheridan M F. (1982). Computer assisted mapping of pyroclastic surges. *Science*. 217, 637–639.

Marzocchi W, Sandri L, Selva J. (2008). BET_EF: a probabilistic tool for long- and short-term eruption forecasting. *Bulletin of Volcanology* 70, 623–632 (2008). <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0157-y>.

Mossoux S, Mathijs S, Bartolini S, Poppe S, Canters F, Kervyn M. (2016). Q-LAVHA: A flexible GIS plugin to simulate lava flows. *Computers & Geosciences*. 97. 10.1016/j.cageo.2016.09.003.

Naranjo JA, Moreno H, Polanco E, Young S (2000) Mapa de peligros de los volcanes del Alto Bio Bio. Regiones del Bio Bio y de la Araucanía. Documento de trabajo N°15. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile.

Resumen

El volcán El Reventador es uno de los volcanes más activos del Ecuador continental y ha estado en erupción continua durante más de 22 años. En abril de 2018, una sección de la parte superior de la cumbre y flanco noroeste se colapsó, lo que llevó a la formación de un pequeño anfiteatro y la apertura de dos nuevos ventos o focos de emisión a su interior. En este estudio, analizamos miles de imágenes térmicas infrarrojas durante aproximadamente 2 años después del colapso, e incorporamos un catálogo sísmico regional del número diario de explosiones discretas ocurridas durante el mismo periodo. Encontramos que la actividad de estos ventos varía con el tiempo, especialmente cuando el escarpe comenzó a rellenarse progresivamente. La monitorización multiparamétrica a largo plazo de 'volcanes laboratorio' como El Reventador brinda oportunidades únicas para vincular conjuntos de datos geofísicos y visuales que permiten una interpretación de la dinámica eruptiva.

1. Introducción

El Ecuador continental posee 98 volcanes entre extintos, potencialmente activos, activos y en erupción (Ramón et al. 2021) (fig. 1a). De estos, los volcanes Sangay y El Reventador se encuentran en erupción al momento y son continuamente monitoreados por el Instituto Geofísico de la Escuela Politécnica Nacional (IG-EPN). El Reventador es el volcán con el periodo eruptivo más largo en las últimas décadas y el responsable de la erupción más importante en los últimos 148 años en el país con un Índice de Explosividad Volcánica de 4, siendo necesaria una correcta evaluación de la amenaza volcánica para así disminuir los eventuales daños de erupciones futuras.

La vigilancia de volcanes en erupción comprende una serie de instrumentos que generan medidas directas (p. ej. sensores sismoacústicos) e indirectas (p. ej. sensores remotos). Actualmente los datos obtenidos a través de sensores remotos permiten una evaluación continua de la actividad volcánica superficial si su resolución temporal es adecuada. Las redes de vigilancia visual y térmica, a través de cámaras fijas, en volcanes en erupción permiten identificar la actividad superficial relacionada con columnas eruptivas, flujos de lava, corrientes de densidad piroclástica entre los principales. La operatividad de las cámaras de rango visible se ve limitada a capturar imágenes durante la noche mientras que lo contrario ocurre con las cámaras térmicas que pueden capturar imágenes a lo largo del día y de la noche siempre y cuando las condiciones climáticas lo permitan.

El área del volcán El Reventador está altamente influenciada por las condiciones meteorológicas, teniendo la mayor parte del tiempo condiciones nubosas y lluviosas. En los periodos

en los cuales es posible observar al volcán, se ha determinado que está caracterizado por tener importante actividad explosiva y efusiva.

El presente trabajo tiene como objetivo demostrar cómo la vigilancia térmica y sísmica en este volcán han permitido constreñir el tiempo de formación del anfiteatro en el flanco noroeste en abril de 2018, caracterizar la actividad superficial relacionada con los ventos al interior de este y determinar los periodos de tiempo con mayor visibilidad del volcán.

2. Volcán El Reventador

El Reventador se localiza en la Zona Subandina (fig. 1a), a 90 km al este de la capital, Quito. Según Aguilera et al. (1988), una gran avalancha de escombros generó el anfiteatro en forma de herradura abierta hacia el este en cuyo extremo occidental se aloja el edificio volcánico actual (fig. 1b).

El actual periodo eruptivo de El Reventador comenzó en noviembre 2002 luego de 26 años de calma (Hall et al. 2004). En estos más de 22 años la actividad del volcán se ha caracterizado por ser estromboliana con la generación de columnas de ceniza y gases, flujos y domos de lava, conos de ceniza, flujos piroclásticos y flujos de lodo (Hidalgo et al. 2023; Vallejo et al. 2024). Gran parte de la identificación de estos productos volcánicos ha sido realizada a través de la red de cámaras fijas tanto visibles como térmicas, que capturan y transmiten imágenes en tiempo real hacia las instalaciones del Centro Terras del IG-EPN en Quito. Según Vallejo et al. (2024), desde que inició su actual periodo en el 2002 se han registrado tres eventos destructivos y tres periodos de construcción que han moldeado la forma actual del volcán. El tercer y último evento destructivo correspondió a la formación de un peque-

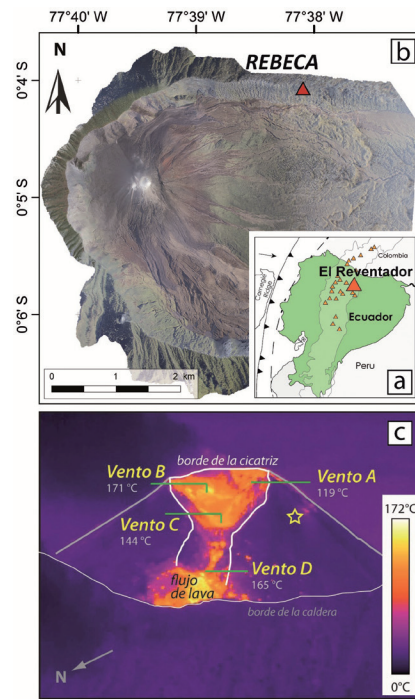


Figura 1. a) Ubicación del volcán El Reventador en el Ecuador. b) Ortofoto del 2013 (elaborado por Diefenbach A. en 2014) que muestra el edificio volcánico actual alojado al occidente del anfiteatro generado por una avalancha de escombros, y la posición de la cámara térmica fija REBECA IR. c) Imagen térmica oblicua del flanco noroeste del volcán mostrando el anfiteatro formado en el 2018 y la ubicación de los cuatro ventos (A-D) en su interior. Modificado de Vallejo et al. (2024).

ño anfiteatro en el flanco noroeste en el 2018, generando un importante quiebre sobre su actividad volcánica, morfología y composición.

2.1. Anfiteatro al noroccidente en el 2018

Según Vallejo et al. (2024) una intensa actividad explosiva se dio lugar durante las tres primeras semanas de abril de 2018. Las observaciones visuales desde el sureste y noreste del volcán permitieron identificar columnas de ceniza muy energéticas que emergieron desde el cráter durante este período. El 26 de abril de 2018 se realizó un sobrevuelo, en el que no se observó la morfología del cráter debido a la nubosidad en la parte alta del volcán. A pesar de ello, se identificó un flujo de lava activo proveniente de la zona occidental del volcán, notándose un control topográfico muy marcado. Se identificó, además, actividad explosiva con columnas de hasta 2,5 km sobre el nivel de la cumbre y posteriores flujos piroclásticos que descendieron por los flancos del volcán.

Posteriormente, en el sobrevuelo del 20 de junio 2018, se observó un pequeño anfiteatro abierto hacia el noroccidente en el edificio actual, y la presencia de ventos a su interior.

3. Materiales y métodos

3.1. Sismicidad

La gran mayoría de la sismicidad detectable en El Reventador se compone de señales sísmicas asociadas a explosiones discretas de la zona de la cumbre. Debido a los problemas de heterogeneidades en los datos de la red sísmica local, el catálogo utilizado en el estudio corresponde al catálogo sísmico regional homogeneizado y utilizado en el estudio de Gaunt et al. (2025).

3.2. Imágenes térmicas

La vigilancia térmica en El Reventador ha permitido identificar anomalías relacionadas con emisiones de gas y ceniza,

flujos de lava, emisiones de gas y ceniza, corrientes de densidad piroclástica y domos de lava a través de cámaras fijas y portátiles (Vallejo et al. 2024; Vásconez et al. 2022) durante el día y la noche.

3.3. Identificación de ventos

Hemos usado imágenes visibles y térmicas obtenidas de cámaras portátiles en dos sobrevuelos: 12 de abril 2018 y 20 de junio 2018. Las fotografías ayudaron a la descripción más precisa del cráter del volcán antes y después del colapso. Las imágenes térmicas fueron tomadas con una cámara térmica FLIR SC660 y permitieron identificar las anomalías correspondientes a los ventos y depósitos volcánicos existentes.

3.4. Actividad superficial de los ventos

Hemos utilizado la cámara térmica REBECA IR para analizar la actividad superficial explosiva del volcán durante el día y la noche. Las imágenes obtenidas muestran los flancos noreste, este y sureste, así como una porción sobre la cumbre. La cámara fue instalada en abril 2018 al borde noreste del anfiteatro a 2 800 m de distancia de la cumbre del volcán (fig. 1a). Esta cámara es marca FLIR, modelo A310, resolución de 320x240 píxeles, con rango de temperatura máximo de 0 a 350 °C. La frecuencia de emisión de imágenes es de 4 min. Las imágenes fueron procesadas con el software ThermaCam Research. Se seleccionaron aquellas que presentan columnas eruptivas muy energéticas y totalmente verticales, para localizar su proveniencia desde el cráter. Posteriormente, se procedió a sectorizar la región sobre el cráter correspondientes a las zonas fuentes de los ventos. Una vez identificadas las zonas, se estimó las temperaturas máximas aparentes de las columnas eruptivas presentes en las imágenes y finalmente se cuantificó el número de columnas eruptivas identificadas por día y por viento con base en la temperatura.

4. Resultados

4.1. Formación del escarpe, identificación y ubicación de los ventos

El histograma de la figura 2, muestra el número diario de explosiones presentes en el catálogo sísmico regional observándose una tasa diaria elevada pero constante de explosiones detectables hasta una caída repentina a finales de abril de 2018, coincidente con la formación del escarpe.

Un análisis exhaustivo de las imágenes térmicas adquiridas durante el sobrevuelo del 20 de junio de 2018 permitió identificar la presencia de cuatro ventos dentro del nuevo anfiteatro, uno más a lo indicado por Vallejo et al. (2024), y que son denominados como Ventos, A, B, C y D (fig. 1c), siendo el Vento A el más oriental y el D, el más occidental. Durante el sobrevuelo se pudo observar depósitos de material piroclástico alrededor de los ventos A, B y C, indicando que su actividad correspondía a explosiva únicamente. Por su parte, en el viento D se observó la emisión de un flujo de lava y material piroclástico, en consecuencia, este viento presentó actividad explosiva y efusiva.

4.2. Sectorización y actividad de los ventos

Entre el 9 de mayo 2018 y 26 de noviembre 2019 se colectó un total de 64 520 imágenes térmicas de la cámara REBECA

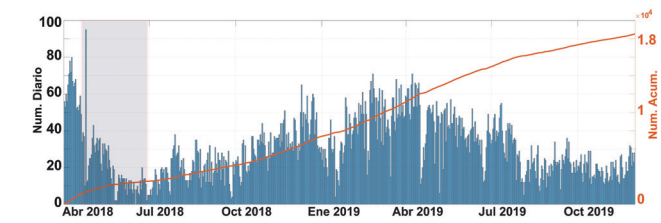


Figura 2. Histograma del número diario de explosiones a través de un catálogo sísmico regional entre abril 2018 y noviembre 2019. La línea continua en rojo (escala derecha) indica el número acumulativo de eventos explosivos, mientras la zona sombreada indica el periodo posterior a la formación del escarpe.

IR, que cubrieron lapsos del volcán despejado y nublado a lo largo del día. Con la utilización del software ThermaCam Research se realizó un primer análisis de identificación de las anomalías térmicas presentes en las imágenes, arrojando la presencia de columnas eruptivas, bloques balísticos, flujo de lava y escasos flujos piroclásticos. Respecto a las que presentan columnas eruptivas, se seleccionó manualmente 2 108 imágenes, de éstas 370 corresponden a columnas eruptivas que rellenan todo el cráter, 6 presentan simultáneamente columnas en dos o tres ventos y 1 947 presentan columnas únicas. El resto corresponde a imágenes con el volcán totalmente despejado sin actividad superficial, emisiones de gas bastantes difusas y volcán seminublado o totalmente nublado. Para el análisis se utilizaron 1 953 imágenes que abarcan columnas eruptivas únicas o presentes en varios ventos simultáneamente y que fueron capturadas en 305 días. Es importante mencionar que hubo periodos sin imágenes debido a problemas de transmisión de datos (fig. 4 y fig. 5).

Posteriormente, ya con las imágenes seleccionadas, se determinó que las columnas eruptivas se emitieron a través de cuatro zonas: tres a lo largo de la cumbre desde sur a norte y una desde el flanco noroeste. Se asume, en este trabajo, que estas zonas corresponden a los diferentes ventos presentes en el anfiteatro y los hemos llamado Vento Sur (fig. 3a), Vento Central (fig. 3b), Vento Norte (fig. 3c) y Vento Noroeste (fig. 3d). Con las zonas correspondientes a los ventos definidas con el software ThermaCam Research se realizó un análisis automático de las imágenes y se determinó los valores de temperatura máxima aparente (TMA) de los cuatro ventos en cada imagen.

El valor más alto de TMA en cada imagen correspondería al viento del cual la columna eruptiva fue emitida. El conteo de

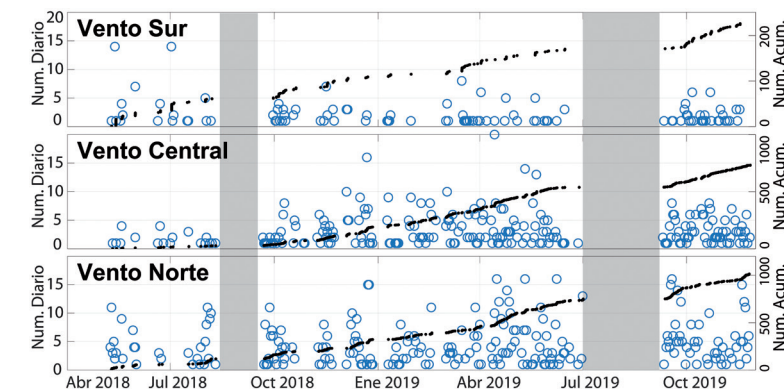


Figura 4. Distribución de la ocurrencia de columnas eruptivas de los tres ventos más activos (Sur, Central, y Norte), realizado a través de las imágenes térmicas de la cámara fija REBECA IR entre el 9 de mayo 2018 y 26 de noviembre 2019. Los puntos negros representan el número acumulativo de explosiones en cada caso.

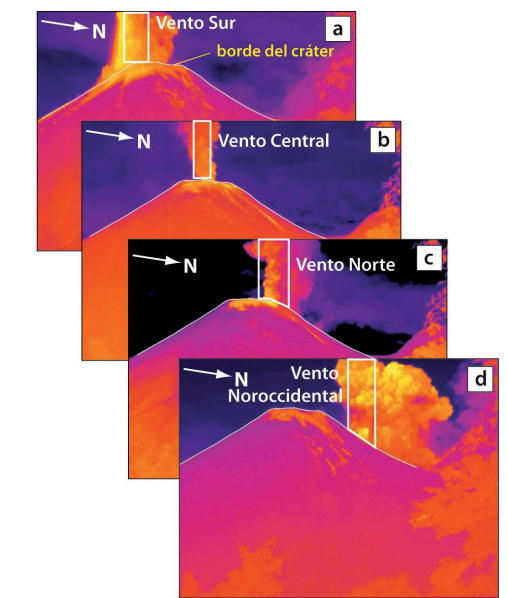


Figura 3. Imágenes térmicas de REBECA que muestran la ubicación de los diferentes ventos propuestos en función del cráter y el flanco: Vento A (a), Vento B (b), Vento C (c), Vento D (d).

las columnas por ventos arrojó que en los 305 días de datos sumaron un total de 1 953 imágenes distribuidas en los ventos Sur, Central, Norte y Noroccidente con un total de 226, 733, 1 014 y 2 eventos respectivamente. De esta manera, el promedio más bajo corresponde al Vento Noroeste con 0,0067 columnas por día mientras que el más alto corresponde al Vento Norte con 3,4 eventos por día. Para los Ventos Sur y Central, los promedios son de 0,75 y 2,45 respectivamente (fig. 4).

4.3. Registro-ocurrencia de actividad

De las 1 953 imágenes que presentan columnas eruptivas se pudo determinar que, de forma predominante fueron colectadas entre las 16h00 y 06h30 TL (tiempo local) (fig. 5).

La visibilidad de la actividad superficial es mayor en horas de menor iluminación natural (tarde-noche-madrugada), mientras que en el periodo desde alrededor de las 07h00 hasta las 17h00 TL, el número de imágenes con visibilidad del volcán fue menor debido a la presencia de nubes o lluvia.

La actividad del Vento Noroeste fue muy restringida a mayo y junio 2018, mientras que para los ventos Central y Norte su tendencia creciente es importante mientras que para el Vento Sur es más discreta.

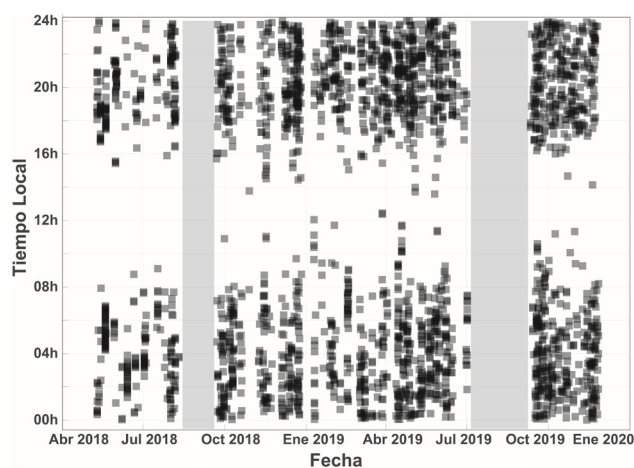


Figura 5. Periodos del día (en tiempo local) en los que el volcán permaneció despejado, concentrándose en las horas de poca iluminación natural. Los cuadrados negros representan las imágenes analizadas en este trabajo.

5. Discusión

5.1. Correspondencia de vientos

Tanto en las imágenes del sobrevuelo del 20 de junio 2018 como en el conjunto de datos de imágenes de la cámara REBECA IR, se ha podido determinar la existencia de cuatro vientos. Los vientos A y D observados en el sobrevuelo corresponderían a los vientos Sur y Noroeste de la identificación de la cámara térmica. Debido a la perspectiva que tiene la cámara y a la aparente cercanía que existe entre los vientos B y C, resulta complicado confirmar si estos corresponden con los vientos Norte y Central. Una correcta correspondencia entre los vientos B y C con Norte y Central podría realizarse con imágenes tomadas desde una segunda cámara fija con una perspectiva diferente. Respecto a las 370 imágenes que presentan columnas eruptivas que se distribuyen en todo el ancho del cráter, no permiten asignar un viento fuente.

5.2. Actividad de los vientos

A partir del catálogo sísmico regional (fig. 2) se observa una disminución en la ocurrencia de eventos explosivos en forma general hasta aproximadamente julio de 2018. En este mismo periodo, el principal aporte a esta cantidad de eventos viene de los Vientos Norte y Sur (fig. 5). El siguiente periodo, hasta abril de 2019, se incrementa la tasa de ocurrencia en general (fig. 2), teniendo un aporte mayoritario del Viento Norte, seguido por el aporte del Viento Central y, en menor cantidad, del Viento Sur. Una nueva disminución ocurre desde abril de 2019 hasta el final del periodo en análisis. En este periodo final, es el Viento Norte el de mayor aporte en las explosiones ocurridas y el Viento Sur el de menor actividad. Por su parte, la actividad del Viento Noroeste fue muy restringida entre abril y julio, sugiriendo que fue cubierto a partir de esa fecha.

6. Conclusiones

Los datos del catálogo sísmico regional del número diario de explosiones indican que, a finales de abril de 2018, el número de explosiones cayó drásticamente, lo que especulamos fue

causado por una despresurización de la cumbre debido a la pérdida de masa tras la formación de un escarpe. Además, especulamos que la reducción de la presión litostática debido a la formación del escarpe conduce a una fácil apertura de vientos y desgasificación. Esto, a su vez, impide a la sobrepresurización, lo que conduce a explosiones más pequeñas y a un estilo de erupción más efusivo.

Respecto a la vigilancia de la actividad superficial, utilizar cámaras en rango infrarrojo es más adecuado que usar las de rango visible ya que los periodos de observación preferencial son de 17h00 a 07h00 (TL) aproximadamente en este volcán, permitiendo la caracterización de la actividad superficial diaria y en específico la actividad explosiva a partir de los cuatro vientos identificados.

7. Agradecimientos

Agradecemos al personal del IG-EPN que colaboró con la instalación de la estación REBECA, en especial a nuestro compañero Marco Solís por su inagotable compromiso de trabajo en el campo. Este trabajo fue desarrollado bajo el proyecto PIGR-22-03 "Identificación automática de productos volcánicos como instrumento para la construcción de un sistema de alerta temprana" de la Escuela Politécnica Nacional.

8. Referencias

- Aguilera E, Almeida E, & Balseca W (1988). El Reventador: An active volcano in the sub-Andean zone of Ecuador. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43: 853-875.
- Gaunt E, Pique M, Hernandez S, Hidalgo S, Córdova M, Ramon P, & Bernard, B (2024). Unravelling eruption dynamics at El Reventador, Ecuador: Linking the physiochemical properties of volcanic ash with geophysical, geochemical and satellite remote sensing data. *Bulletin of Volcanology*.
- Hall M, Ramón P, Mothes P, LePennec JL, García A, Samaniego P, & Yepes H (2004). Volcanic eruptions with little warning: The case of Volcán Reventador's Surprise November 3, 2002 Eruption, Ecuador. *Revista Geológica de Chile*, 31 (2). <https://doi.org/10.4067/S0716-02082004000200010>
- Hidalgo S, Bernard B, Mothes P, Ramos C, Aguilar J, Andrade D, Samaniego P, Yepes H, Hall M, Alvarado A, Segovia M, Ruiz M, Ramón P, Vaca M, & IG-EPN staff. (2023). Hazard assessment and monitoring of Ecuadorian volcanoes: Challenges and progresses during four decades since IG-EPN foundation. *Bulletin of Volcanology*, 86 (1), 4. <https://doi.org/10.1007/s00445-023-01685-6>
- Ramón P, Vallejo S, Mothes P, Andrade D, Vásconez F, Yepes H, Hidalgo S, & Santamaría S (2021). Instituto Geofísico – Escuela Politécnica Nacional, the Ecuadorian Seismology and Volcanology Service. *Volcanica*, 4(S1), Article S1. <https://doi.org/10.30909/vol.04.S1.93112>
- Vallejo S, Diefenbach AK, Gaunt HE, Almeida M, Ramón P, Naranjo F, & Kelfoun K (2024). Twenty years of explosive-effusive activity at El Reventador volcano (Ecuador) recorded in its geomorphology. *Frontiers in Earth Science*, 11. <https://discovery.ucl.ac.uk/id/eprint/10187071/>
- Vásconez F, Moussallam Y, Harris AJ, Latchimy T, Kelfoun K, Bontemps M, Macías C, Hidalgo S, Córdova J, & Battaglia J. (2022b). VIGIA: a thermal and visible imagery system to track volcanic explosions. *Remote Sensing*, 14 (14), 3355.

A erupção vulcânica submarina de 1998-2001 nos Açores, Portugal

João Luís Gaspar^a (ORCID: 0000-0002-3793-390X), Gabriela Queiroz^a (ORCID: 0000-0002-6761-810X), José Manuel Pacheco^a (ORCID: 0000-0002-9558-8868), Teresa Ferreira^{a,b} (ORCID: 000-0003-0189-3077), Nicolau Wallenstein^{a,b} (ORCID: 0000-0003-1689-5067), Maria Helena Almeida^a, Rui Coutinho^{a,b} (ORCID: 0000-0002-4774-394X)

a. Instituto de Vulcanologia e Avaliação de Riscos da Universidade dos Açores, Rua Mãe de Deus, 9500-321 Ponta Delgada

b. Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade dos Açores, Rua Mãe de Deus, 9500-321 Ponta Delgada

Correio de contacto: joao.lr.gaspar@uac.pt

Palavras-chave: Balões de lava, erupção submarina, erupção açoriana, Açores

Resumo

O arquipélago dos Açores fica localizado no Atlântico Norte, onde as placas litosféricas euroasiática, africana e americana interagem sob influência de uma pluma mantélica. Este contexto geodinâmico explica a atividade sísmica e vulcânica registada na região, cuja história se encontra marcada por várias dezenas de eventos catastróficos. Desde o seu povoamento, em meados do século XV, os Açores foram palco de cerca de 28 erupções vulcânicas, 13 das quais submarinas. A última ocorreu em 1998-2001 e localizou-se a NW da ilha Terceira, na Crista Submarina da Serreta. Esta erupção permitiu descrever pela primeira vez os designados balões de lava, produtos constituídos por uma fina crosta basáltica que envolve um interior exclusivamente preenchido por gases vulcânicos. O estudo dos balões de lava e a observação do seu modo de ascensão na coluna de água permitem concluir que se geram ao nível de lagos de lava e/ou de fontes de lava em profundidade, num processo que caracteriza fases eruptivas denominadas de açorianas, equivalentes às fases havaianas que ocorrem à superfície.

1. Introdução

O arquipélago dos Açores fica localizado em pleno Oceano Atlântico e as suas nove ilhas emergem da designada Plataforma dos Açores, uma área limitada, grosso modo, pela linha batimétrica dos 2000 metros. O contexto geodinâmico dos Açores encontra-se profundamente marcado pela interação das placas litosféricas euroasiática, africana e americana, e pela existência de uma pluma mantélica que ascende de profundidade na vertical da Junção Tripla dos Açores (p. ex. Miranda et al. 2015). Este peculiar enquadramento está na origem da atividade sísmica e vulcânica que caracteriza a região e que foi responsável por milhares de vítimas e avultados danos, com significativos impactos económico, social e cultural, desde que os Açores foram descobertos e povoados pelos portugueses, em meados do século XV (Gaspar et al. 2015).

A distribuição dos sismos instrumentais registados nos Açores define claramente a zona de fronteira das placas litosféricas e, por conseguinte, as principais estruturas vulcanotectónicas ativas nesta zona do Atlântico. Assim, a Crista Média Atlântica (CMA), de direção aproximada N-S a norte dos Açores e que influte para a direção sudoeste a sul do arquipélago, separa claramente a placa americana das placas euroasiática e africana. Por seu turno, a leste da CMA desenvolve-se o Sistema Vulcano-Tectónico Este dos Açores (SVTEA), uma estrutura de direção aproximada NW-SE, com uma extensão da ordem

dos 500 km e uma largura de cerca de 100 km (Gaspar et al. 2015). Esta, contacta na sua extremidade leste com a designada Falha Glória, a qual se prolonga com uma direção E-W para o continente europeu, mais concretamente, para o Estreito de Gibraltar. As ilhas Flores e Corvo, situadas a oeste da CMA, localizam-se em plena placa americana, num contexto geológico, hoje, mais afastado da zona de contacto das placas litosféricas e, por conseguinte, mais estável. As ilhas Graciosa, Faial, Pico, S. Jorge, Terceira, S. Miguel e Santa Maria situam-se na SVTEA, onde a atividade sismovulcânica se faz sentir com maior intensidade, incluindo, ao longo dos sistemas vulcânicos submarinos que se desenvolvem entre as ilhas.

O povoamento da ilha de S. Miguel coincidiu com a ocorrência da primeira erupção vulcânica de que há notícia nesta zona do Atlântico, ocorrida no Vulcão das Furnas, algures entre 1439 e 1443 (Queiroz et al. 1995), e desde então há registo de pelo menos 28 erupções nos Açores, 13 das quais submarinas (Gaspar et al. 2015). A informação existente sobre a maioria das erupções que ocorreram no mar dos Açores chegou até aos nossos dias através do relato de navegadores ou por inferência a partir do impacto que tiveram no funcionamento dos cabos submarinos que atravessam a região (Afonso Chaves 1960). A mais conhecida erupção vulcânica submarina registada nos Açores foi a que deu origem ao Vulcão dos Capelinhos, em 1957/1958, na extremidade NW da ilha do Faial, um evento em tudo idêntico ao da erupção de Surtsey, na Islândia, ocorrida

em 1963, e que viria a ser adotada como referência para caracterizar o vulcanismo submarino de baixa profundidade. Mais recentemente, entre 1998 e 2001, teve lugar, nos Açores, a erupção da Crista Submarina da Serreta, localizada a cerca de 10 km a NW da ilha Terceira. O presente artigo resume as observações efetuadas durante esta erupção, também ela um marco no contexto da literatura vulcanológica ao permitir, pela primeira vez, identificar, caracterizar e discutir o processo de formação e desenvolvimento dos designados “balões de lava” (Gaspar et al. 2003).

2. Observações diretas

Os primeiros sinais significativos relacionados com a mais recente erupção submarina observada nos Açores datam de finais de novembro de 1998 e corresponderam ao registo de alguns microssismos de origem tectónica. Entre 24 e 30 de novembro, a rede sísmica do Sistema de Vigilância Sísmica dos Açores (SIVISA), então operada pela Universidade dos Açores e pelo Instituto de Meteorologia, registou pouco mais de 800 sismos, com um pico de aproximadamente 500 eventos a 29 de novembro. Este pequeno enxame sísmico, similar a tantos outros registados no arquipélago, depressa se desvaneceu, e a situação regressou praticamente à normalidade até meados de dezembro. A primeira observação do fenómeno à superfície do mar ocorreu a 18 de dezembro e foi relatada por pescadores da localidade piscatória de S. Mateus, na ilha Terceira, que ao regressarem da faina referiram ter “visto à distância alguns objetos negros do tamanho de secretárias, a flutuar e a fumegar”. A coincidência espacial da atividade sísmica, ainda que residual, e das observações relatadas pelos pescadores fundamentaram, à data, a passagem para o nível de alerta científico V5, com o significado de erupção vulcânica em curso.

Apesar das várias missões científicas realizadas ao local, quer por mar, quer por via aérea, apenas no dia 8 de janeiro de 1999 foi possível confirmar visualmente sinais da erupção durante um voo realizado num helicóptero da Força Aérea Portuguesa (fig. 1). À data, a rede sismológica, cuja estação mais próxima se situava na ilha Terceira, a aproximadamente 14 km de distância, não registava quaisquer sinais sísmicos. A manifestação do fenómeno à superfície era intrigante e insólita, e correspondia fielmente à descrição feita pelos pescadores. Dezenas de blocos negros flutuavam à superfície do mar, libertando-se a partir de cada um deles uma coluna de vapor branco. Não eram visíveis quaisquer explosões típicas das erupções surtseianas, caracterizadas pela formação de



Figura 1. Fotografia dos balões de lava observados a partir de um helicóptero da Força Aérea Portuguesa.

atos cupressoidais de cinzas vulcânicas de natureza basáltica associados a espessas nuvens de vapor de água e gases.

No dia seguinte foi feita uma aproximação ao local utilizando-se um navio da Marinha de Guerra, tendo a missão sido abortada quando, já próximo das coordenadas da erupção e sem quaisquer evidências do fenómeno à superfície, os sonares da embarcação fizeram despoletar o alarme de que havia risco de encalhar e, subitamente, ocorreram várias explosões de vapor a pouca distância do navio e em diferentes pontos. O acompanhamento da erupção, cujas manifestações à superfície eram intermitentes, prosseguiu nas semanas e meses seguintes, de forma quase contínua, a bordo da traineira “Maria Medina”, a embarcação de pesca que rapidamente se tornou o “navio oceanográfico” a partir do qual se realizaram os trabalhos científicos ao longo de quase todo o evento. Neste contexto, foi possível verificar que, numa fase inicial, havia várias áreas de concentração de blocos à superfície, definindo uma direção aproximada NE-SW. Não obstante, o fenómeno evoluiu e, ao longo de quase todo o período de atividade, a erupção foi assinalada pela presença à superfície de um ou dois focos, neste último caso, alinhados segundo a direção NW-SE.

A primeira amostra dos produtos da erupção foi recolhida no dia 10 de fevereiro. Tratou-se de um bloco alongado, com cerca de um metro de comprimento e meio metro de largura, e com uma crosta de natureza basáltica, com uma espessura da ordem dos 5 cm (fig. 2). O interior do bloco era completamente oco e a parte interna da crosta encontrava-se incandescente, em fusão, atingindo uma temperatura superior a 900 °C. Conforme descrito por Gaspar et al. (2003), em termos gerais, os blocos observados tinham formas esféricas ou elipsoidais, tendo sido medidas amostras com 0,4 a 3 metros de comprimento máximo. A crosta basáltica que servia de invólucro aos gases vulcânicos contidos no interior dos blocos, tinha dimensões variáveis entre os 3 e os 8 cm, e apresentava duas camadas, uma externa e outra interna. A camada externa, vítrea, muito vesicular (>65%) e estriada, com cores variáveis entre o esverdeado e o acastanhado brilhantes, apresentava frequentemente fraturas de arrefecimento, era bastante frágil e, por essa razão, nem sempre se conseguia preservar em toda a superfície dos blocos. A camada interna dividia-se, normalmente, em três secções distintas quanto à sua vesicularidade: uma secção superior pouco espessa e com maior conteúdo em vesículas (>65%), uma secção intermédia menos vesicular (<40%) e uma secção inferior novamente mais



Figura 2. Balão de lava com o interior completamente oco e uma fina crosta basáltica (in Gaspar et al. 2003).

vesicular (>60%), caracterizada por vesículas cuja dimensão, na maioria dos casos, aumentava em direção ao interior oco do bloco. Sob o ponto de vista petrográfico, as amostras continham cristais visíveis de olivina (3 mm), piroxena (4 mm) e plagioclase (10 mm), tendo as análises químicas realizadas revelado tratar-se de um magma basáltico alcalino (Gaspar et al. 2003; Kueppers et al. 2012).

A utilização de um veículo operado remotamente (ROV) permitiu verificar que a ascensão dos balões de lava até à superfície era um processo suave, e que as cinzas vulcânicas dispersas na água cobriam o fundo do oceano numa larga extensão em torno da área ativa. Para além disso, confirmou-se que a erupção foi marcada por um intenso processo de desgaseificação, bem patente na quantidade de gás presente na coluna de água. Em períodos de maior libertação de gás a cor da água ficava verde-claro a esbranquiçada e, por algumas vezes, foi possível observar que tal fenómeno era acompanhado pela súbita submersão dos blocos flutuantes. Períodos houve, igualmente, em que toda a superfície da água ficava subitamente lisa, à semelhança do observado nos agueiros.

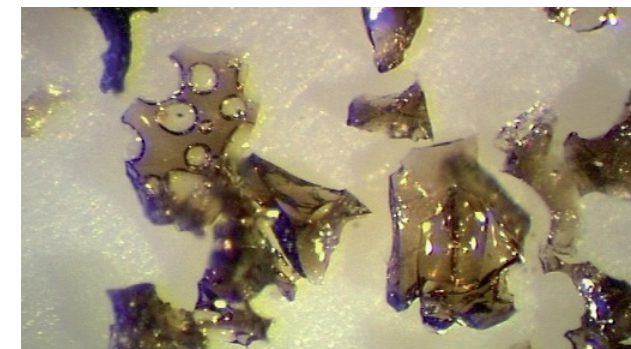


Figura 3. Fotografia ao microscópio dos fragmentos de vidro basáltico (piro-hialoclastitos) produzidos em profundidade nas fases de maior explosividade.

Com o auxílio de um sonar de pesca foi possível confirmar o desenvolvimento de colunas eruptivas verticais submarinas na vertical dos pontos de concentração dos balões de lava, tendo-se constatado através da utilização simultânea do ROV que pelo menos a parte superior destas era fundamentalmente constituída por gás e balões de lava. Embora se admita que em fases de maior explosividade tais colunas tivessem sido essencialmente formadas por cinzas vulcânicas, tal nunca foi alvo de observação em profundidade.

3. Discussão

A erupção de 1998-2001 evidenciou duas linhas estruturais conhecidas na SVTEA, com direção NE-SW e NW-SE, respetivamente. Tais direções foram definidas pela disposição espacial dos pontos de concentração de balões de lava à superfície, entendidos como a expressão superficial de focos em profundidade. A direção NE-SW foi apenas observada na fase inicial da erupção, admitindo-se que, com o evoluir do evento, a atividade migrou para a Crista Submarina da Serreta, concentrando-se, posteriormente, em dois focos persistentes na zona onde os dois sistemas se cruzam (fig. 4). Neste local, e com uma elongação NW-SE, ter-se-á então desenvolvido um edifício vulcânico com dupla cratera, ou dois edifícios coalescentes com cratera, do tipo cone de tufos,

construído(s) desde profundidades da ordem dos 400 até cerca de 200 metros de profundidade, de acordo com dados recolhidos durante a erupção através da utilização do sonar.

Casas et al. (2018), no seguimento de um levantamento batimétrico detalhado da área eruptiva, identificaram o(s) edifício(s) vulcânico(s) principal(is) formado(s) durante a erupção, mas referem não ter encontrado evidências geomorfológicas do segmento de direção NE-SW, admitindo que a dispersão dos blocos ao longo desse alinhamento possa ter sido consequência da deriva dos blocos provocada pela direção das correntes. Tal hipótese é contrariada pelo facto de se ter verificado que tais focos eram individualizados, persistentes e formados por blocos com movimento vertical ao atingirem a superfície da água, momento em que começavam a libertar gases antes de se afundarem. A inexistência de evidências geomorfológicas pode explicar-se por ter sido uma fase efémera sem produção de material piroclástico suficiente para gerar formas vulcânicas, muito possivelmente associada a um episódio gerado numa fratura de direção NE-SW com componente distensiva. Neste contexto, sublinha-se que a ocorrência de atividade vulcânica ao longo de alinhamentos NE-SW é conhecida na própria ilha Terceira, como verificado no decorrer da erupção de 1761 (Pimentel et al. 2016).

Conforme proposto por Gaspar et al. (2003), os balões de lava ter-se-ão gerado a partir de um magma basáltico muito fluido e rico em gás, ao nível de um lago de lava e/ou de fontes de lava, fenómenos típicos de fases eruptivas de baixa explosividade, que em ambiente subaéreo correspondem a fases havaianas e em ambiente submarino se propôs designarem por “açorianas” (Gaspar et al. 2015). Os balões de lava são produtos peculiares que identificam, pois, um estilo particular de erupção, e a sua génese está associada ao aprisionamento de gás no interior de um invólucro de lava basáltica que se admite ocorrer na parte superior de um lago de lava, ao longo de uma fissura ou no interior de uma cratera. Neste contexto, os balões de lava formar-se-ão num processo em tudo similar à fase inicial da produção de balões com pastilhas elásticas. Quando não rebentam, os balões de lava ascendem individualizados na coluna eruptiva, aumentando de volume por expansão do gás no seu interior à medida que diminui a pressão da coluna de água. O aumento do volume dos blocos durante a ascensão é acompanhado pela expansão e adelgaçamento da crosta, muito viscosa por arrefecimento, mas cuja camada interna se mantém a altas temperaturas, um processo que explica as estrias presentes na camada externa dos blocos. Esta observação contraria o defendido por Kueppers et al. (2012) que consideram não existir expansão do balão a partir do momento em que se formam. Os balões de lava que atingem a superfície sem fragmentar ficam a flutuar, e através das fraturas de arrefecimento que se geram ao nível da crosta liberta-se o gás contido no seu interior. Por essas fraturas entra água do mar que, numa primeira fase, passa ao estado de vapor, mas com o arrefecimento do bloco enche o seu interior e contribui para o afundar. Por vezes, quando a água do mar entra para o interior dos balões de lava e este se encontra ainda a temperaturas muito elevadas ocorrem explosões de vapor e os balões desintegram-se.

Todo o processo é acompanhado por uma intensa desgaseificação bem patente na quantidade de bolhas de gás



Figura 4. Focos eruptivos persistentes ao longo de uma direção aproximada NW-SE.

detetada na coluna eruptiva. Neste contexto, admite-se que quando a percentagem de bolhas de gás na coluna eruptiva é francamente elevada (>75 %) a coluna de água é substituída por uma espuma. Nestas alturas, bem marcadas pela súbita alteração da tonalidade da água do mar, deixa de haver capacidade de sustentação e todos os objetos à superfície afundam. Este fenómeno pode explicar a razão pela qual algumas embarcações têm desaparecido em áreas onde existe vulcanismo ativo submarino, ainda que não testemunhado, e atesta a necessidade de se declararem avisos e alertas sobre a possibilidade de ocorrência de erupções submarinas quando algum sinal premonitório seja detetado.

4. Conclusões

Para além de cinzas vulcânicas, a erupção da Crista Submarina da Serreta, que se desenvolveu sempre abaixo do nível da água do mar, envolveu a gênese de um produto vulcânico peculiar que os autores designaram por “balões de lava” (Gaspar et al. 2003). A gênese dos balões de lava parece estar associada a magmas extremamente fluidos e ricos em gás e ocorrer ao nível de crateras e fissuras, a partir de lagos e fontes de lava. A sua gênese a partir do destaque da parte frontal de pillow-lavas não é suportado pelas observações diretas realizadas.

As particularidades observadas durante a erupção da Crista Submarina da Serreta permitiram reinterpretar o desenvolvimento de eventos ocorridos no passado. Nos Açores há relatos de observações similares ao largo da Ponta da Serreta, na ilha Terceira, em 1867 (Fouqué, 1873), e o fenómeno observado nas imediações da ilha de S. Jorge, durante a importante crise sísmica de 1964, também poderá corresponder à manifestação superficial de balões de lava. Idênticos episódios conhecem-se nas proximidades da Islândia (Sigvaldason G, pers. comm.), Mauna Loa, em 1877 (Hawaii), Pantelleria, em 1891 (Itália), Socorro, em 1993 (México), Fukutoku-Okanoba, em 2005 (Japão) e El Hierro, em 2011-2012 (Canárias), certamente entre outros (Gaspar et al. 2003; Casas et al. 2018). As características de alguns destes eventos em termos de estilo e produtos apontam para fases similares às observadas em erupções havaianas (ou havaianas-estrombolianas) subaéreas que, por ocorrerem em ambiente submarino, se designaram por “açorianas” (ou açorianas-surtseianas), considerando que foram caracterizadas pela primeira vez nos Açores (Gaspar et al. 2015).

Embora representem um fenómeno frequente, as erupções vulcânicas submarinas ocorrem, na maioria das vezes, sem

que delas haja qualquer registo. Mesmo quando é detetada alguma atividade sísmica ao nível de sistemas vulcânicos submarinos, não havendo observação direta do fenómeno dificilmente se pode concluir pela sua ocorrência. O caso da erupção da Crista Submarina da Serreta veio demonstrar isso mesmo, não sendo certa a data do seu início. Apesar de Casas et al. (2018) rejeitarem a hipótese de Madureira et al. (2017) sobre a ocorrência de uma erupção vulcânica na mesma estrutura submarina, algures entre 2001 e 2015, certamente que outras erupções submarinas deste tipo já terão ocorrido nos Açores e em outras partes do mundo. Porque nem sempre as manifestações das erupções submarinas chegam à superfície, e mesmo quando tal acontece podem não ser contínuas, os perigos inerentes a este tipo de fenómeno, em especial para as embarcações, recomenda que sejam emitidos alertas e avisos sempre que se verifique sismicidade ao nível de sistemas vulcânicos submarinos ativos e/ou se visualizem fenómenos anómalos na vertical destes, à superfície do mar.

5. Referências

- Casas D, Pimentel A, Pacheco JM, Martorelli E, Sposato A, Ercilla G, Alonso B, Chiocci F (2018) Serreta 1998–2001 submarine volcanic eruption, offshore Terceira (Azores): Characterization of the vent and inferences about the eruptive dynamics. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 356 (2018), 127–140.
- Fouqué F (1873) Viagens Geológicas aos Açores. Tradução de Voyages Géologiques aux Açores, publicado em *Revue des Deux Mondes*. Edição Instituto Açoriano de Cultura (2019), 284p.
- Kueppers U, Nichols ARL, Zanon V, Potuzak M, Pacheco JM (2012) Lava balloons—peculiar products of basaltic submarine eruptions. *Bull. Volcanol.*, Vol 70, Num 5, DOI 10.1007/s00445-012-0597-x.
- Miranda JM, Luis JF, Lourenço N, Fernandes RMS (2015) The structure of the Azores Triple Junction: implications for São Miguel Island. In: Gaspar JL, Guest JE, Duncan AM, Barriga F, Chester DK (eds) *Volcanic Geology of São Miguel Island (Azores Archipelago)*. Geological Society, London, *Memoirs*, 44, 5–13, doi.org/10.1144/M44.2
- Madureira P, Rosa C, Marques AF, Silva P, Moreira M, Hamelin C, Relvas J, Lourenço, N, Conceição P, De Abreu, M.P, Barriga, F (2017) The 1998–2001 submarine lava balloon eruption at the Serreta ridge (Azores archipelago): constraints from volcanic facies architecture, isotope geochemistry and magnetic data. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 329, 13–29.
- Gaspar JL, Queiroz G, Ferreira T, Medeiros AR, Goulart C, Medeiros J (2015) Earthquakes and volcanic eruptions in the Azores region: geodynamic implications from major historical events and instrumental seismicity. In: Gaspar JL, Guest JE, Duncan AM, Barriga, F, Chester, DK (eds) *Volcanic Geology of São Miguel Island (Azores Archipelago)*. Geological Society, London, *Memoirs*, 44, 33–49, doi.org/10.1144/M44.4.
- Gaspar JL, Queiroz G, Pacheco JM, Ferreira T, Wallenstein N, Almeida MH, Coutinho R (2003) Basaltic lava balloons produced during the 1998–2001 Serreta Submarine Ridge eruption (Azores). In *Subaqueous Explosive Volcanism*, White J, Clague D, Smellie J (eds.), 205–212. Washington DC: American Geophysical Union, *Geophysical Monograph* 140.
- Pimentel A, Zanon V, de Groot LV, Hipólito A, Chiara A, Self S (2016) Stress-induced comenditic trachyte effusion triggered by trachybasalt intrusion: multidisciplinary study of the AD 1761 eruption at Terceira Island (Azores). *Bull. Volcanol.*, 78:22. DOI 10.1007/s00445-016-1015-6.
- Queiroz G, Gaspar JL, Cole P, Guest JE, Wallenstein N, Duncan AM, Pacheco J (1995) Erupções vulcânicas no Vale das Furnas (ilha de S. Miguel, Açores) na primeira metade do século XV. *Açoreana*, VIII(1), 159–168

Contribución de la geodesia a la gestión del riesgo volcánico del Nevado del Ruiz

Maurizio Battaglia^{a,b}, (ORCID: 0000-0003-4726-5287) Pablo Euillades^c, (ORCID: 0000-0003-3168-1905), Juan Idarraga^d (ORCID: 0009-0005-5724-5513), Cristian Mardones^e (ORCID: 0009-0004-2070-2007), Milton Ordoñez^d (ORCID: 0000-0003-0053-2165), Heather Wright^a (ORCID: 0000-0001-9013-507X)

a. Servicio Geológico de los Estados Unidos, Programa de Asistencia ante Desastres Volcánicos (VDAP), Vancouver (WA), EE.UU

b. Departamento de Ciencias de la Tierra, Sapienza – Universidad de Roma, Roma, Italia

c. Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Ingeniería, Instituto CEDIAC & CONICET, Mendoza, Argentina

d. Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, Servicio Geológico Colombiano, Manizales, Caldas, Colombia

e. Observatorio Vulcanológico de los Andes del Sur, Servicio Nacional de Geología y Minería, Temuco, Chile

Correo de contacto: mbattaglia@usgs.gov

Palabras claves: Nevado del Ruiz, monitoreo geodésico, Programa de Asistencia ante Desastres Volcánicos, Asociación Latinoamericana de Geodesia Volcánica, gestión del riesgo volcánico

Resumen

Nevado del Ruiz es uno de los volcanes más activos de Colombia. Adquirió una trágica notoriedad a causa de la devastadora erupción ocurrida en noviembre de 1985, que provocó la destrucción de la población de Armero. Desafortunadamente, los limitados datos de deformación recopilados en ese momento no proporcionaron una advertencia clara de la inminente erupción. Desde 1985, el seguimiento del volcán Nevado del Ruiz ha experimentado importantes avances. La integración del monitoreo geodésico con observaciones sísmicas, geoquímicas y geológicas ha mejorado la comprensión del comportamiento del volcán, fortaleciendo la evaluación de los peligros volcánicos y reduciendo significativamente el riesgo volcánico. Gracias a la información disponible en tiempo real sobre el estado del volcán y al trabajo continuo de profesionales experimentados, el Nevado del Ruiz ha dejado de ser reconocido por un desastre, transformándose en un ejemplo notable de gestión eficaz del riesgo volcánico.

1. Introducción

1.1 De la tragedia de Armero al monitoreo actual

El Nevado del Ruiz, cuya cumbre cubierta por un glaciar, alcanza una altura de 5 321 metros sobre el nivel del mar en los Andes colombianos, se convirtió en el centro de actividad sísmica en el otoño de 1985. La actividad sísmica, que fue acompañada por emisiones de ceniza, podría haber constituido señales de alerta temprana de la erupción. Sin embargo, las limitadas mediciones geodésicas terrestres disponibles durante ese período no revelaron deformación superficial significativa (Banks et al. 1990). Dada la falta de indicadores concluyentes que apuntaran a una erupción inminente, las autoridades locales dudaron en imponer una costosa evacuación (Voight 1990).

La situación dio un giro trágico el 13 de noviembre de 1985, cuando se produjo una erupción explosiva en el cráter del volcán Nevado del Ruiz. Este evento produjo una columna eruptiva, provocando flujos y oleadas piroclásticas que cubrieron la cima del volcán. La interacción del gas y las cenizas calientes con el glaciar dio lugar a la formación de lahares. En menos de dos horas después del inicio de la erupción, estos

lahares viajaron 75 km valle abajo hacia el este y 40 km hacia el oeste del volcán causando una devastación generalizada. El pueblo de Armero y los barrios cercanos de Chinchiná quedaron sepultados bajo el alud de lodo, lo que provocó la trágica pérdida de aproximadamente 25.000 vidas, 5.000 heridos y la destrucción de más de 5.000 viviendas a lo largo de los ríos Chinchiná, Gualí y Lagunilla (Voight 1990). Este evento se erige como la segunda erupción volcánica más mortífera del siglo XX y el desastre natural más letal en la historia de Colombia.

Luego de esta catastrófica erupción, el gobierno colombiano creó el entonces Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres, y se reconoció la importancia de invertir en el monitoreo a largo plazo de los volcanes activos del país. El Servicio Geológico Colombiano (SGC) hizo grandes esfuerzos para mejorar la red de monitoreo, particularmente la red geodésica contando también con el apoyo de la Agencia de los EE. UU. para el Desarrollo Internacional (USAID) y del Servicio Geológico de los EE. UU. ((USGS) a través del Programa de Asistencia ante Desastres Volcánicos (VDAP). En consecuencia, el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales del Servicio Geológico Colombiano inició tareas de moni-

toreo sísmico, geoquímico y geodésico regular en el Nevado del Ruiz y posteriormente amplió estos esfuerzos para incluir otros volcanes (Ordoñez et al. 2015).

La mayoría de los esfuerzos iniciales de monitoreo geodésico, con la excepción de los inclinómetros electrónicos, tuvieron que abandonarse debido a la falta de equipos y recursos (por ejemplo, es el caso de las mediciones electrónicas de distancias, o EDM) o ante la falta de resultados significativos (por ejemplo, inclinómetros secos y nivelación). La red de inclinometría electrónica se amplió posteriormente a 10 estaciones en 2010 (Ordoñez et al. 2012). La mayoría de los instrumentos de dicha red ampliada, excepto el instalado en el sitio Refugio (REFU), dejaron de funcionar hacia fines de diciembre de 2012.

La instalación de estaciones permanentes del Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS) comenzó en 2011. Actualmente, una red de estaciones GNSS monitorea continuamente la deformación del volcán Nevado del Ruiz (Ordoñez et al. 2015; fig. 1). Además, el Servicio Geológico Colombiano emplea periódicamente interferometría diferencial de radar de apertura sintética (DInSAR) para monitorear deformación, utilizando datos de la misión Sentinel-1 de la Agencia Espacial Europea (ESA), fig. 2.

1.2 El Programa de Asistencia ante Desastres Volcánicos (VDAP)

El inicio del Programa de Asistencia ante Desastres Volcánicos (VDAP) de USAID/USGS se remonta a los desafortunados acontecimientos vinculados a la erupción del Nevado del Ruiz en 1985. Esta tragedia podría haberse evitado. Una mejor educación de la población local y una mejor comunicación entre científicos y funcionarios públicos podrían haber facilitado la recepción, comprensión y respuesta oportuna a las alertas antes de que se desencadenara el desastre (Hall 1992).

VDAP se dedica a prevenir la repetición de acontecimientos trágicos como los vinculados a la erupción del Nevado del Ruiz en 1985. Actualmente, el programa aborda activamente las crisis volcánicas a nivel mundial con el objetivo principal de salvaguardar vidas y propiedades, minimizar las pérdidas económicas y evitar la transformación de las amenazas volcánicas en desastres. El equipo científico de VDAP ha actuado en más de 70 crisis ocurridas en más de 50 volcanes, mejorando las capacidades de respuesta en 17 países, desde su creación en 1985. En respuesta a las solicitudes de los gobiernos afectados, VDAP colabora con científicos locales para monitorear la actividad volcánica, evaluar las amenazas y los peligros, crear pronósticos de erupciones y establecer sistemas de alerta temprana para proteger a las comunidades. Los esfuerzos de VDAP se concentran en cuatro actividades clave: responder a desastres naturales, desarrollar capacidades, brindar capacitación y participar en investigaciones vulcanológicas (Lowenstern y Ramsey 2017).

En los 25 años posteriores a la erupción de 1985, VDAP ha colaborado con el SGC cada vez que ha sido necesario y ha

estado mucho más directamente involucrado con Colombia a partir de la respuesta a la crisis ante la erupción del volcán Galeras (1989 - 2004), las erupciones del Nevado del Huila (2007 - 2012) y desde la reactivación del Nevado del Ruiz en 2010. En 2009, el SGC estableció un acuerdo de cooperación internacional sobre geodesia volcánica con el USGS-VDAP. El SGC y VDAP han organizado varios talleres en Colombia y cinco visitas al Observatorio de los Volcanes de California de USGS para estudiar el modelamiento de la deformación volcánica y el procesamiento de datos GNSS. Además, los científicos del SGC visitaron el Observatorio de los Volcanes de las Cascades de USGS para discutir técnicas que permiten mejorar la instalación de estaciones GNSS, y optimizar los sistemas de alimentación y telemétrico. Este intercambio de experiencias ha ayudado significativamente al monitoreo y pronóstico de erupciones volcánicas en Colombia.

VDAP también ha colaborado con el SGC para atender los incrementos de actividad del Nevado del Ruiz en 2010 y dar respuesta oportuna a las crisis volcánicas en 2012, apoyando la instalación de una nueva red de sensores sísmicos de banda ancha para detectar lahares, realizando estudios para monitorear las emisiones de gases, y brindando apoyo en el procesamiento y modelamiento de datos de deformación.

1.3 La Asociación Latinoamericana de Geodesia Volcánica

La Asociación Latinoamericana de Geodesia Volcánica (GEOVOL) fue fundada en 2018 en la ciudad de San Juan de Pasto, Colombia. Es una asociación civil y organización no gubernamental sin ánimo de lucro que nuclea al personal de los observatorios vulcanológicos e instituciones que colaboran con la vigilancia volcánica en Latinoamérica. Tiene como objetivo principal promover la investigación y el monitoreo en geodesia y deformación volcánica desde un enfoque técnico, científico y académico; fortaleciendo el monitoreo geodésico de los volcanes activos en Latinoamérica, a través de la colaboración, el intercambio científico, la creación de grupos de apoyo ante crisis volcánicas, la realización de reuniones periódicas para conocer el estado del arte, el intercambio de experiencias y la publicación de artículos científicos.

La Asociación GEOVOL ha realizado Reuniones Operativas bianuales en Colombia, Chile, Ecuador y Perú. En las mismas, ha brindado a sus miembros cursos cortos vinculados a las temáticas de interés, tales como procesamiento GNSS, interferometría de Radar de Apertura Sintética, inclinometría, gravimetría, modelado de deformación, entre otras técnicas relevantes. Adicionalmente, se han organizado en distintas sedes cursos de mayor duración, que han permitido profundizar en cada uno de los temas aludidos.

En términos de respuesta a crisis volcánicas, los miembros de la Asociación han colaborado con el análisis de datos durante la erupción del volcán Soufriere Hills de Saint Vincent (2020-2021; Camejo-Harry et al. 2024) y para caracterizar episodios de deformación en los volcanes Sabancaya (Boixart et al. 2020), Purupuruni y Casiri (Perú; Vargas et al. 2022), Llaima y Hudson (Chile), Sotará (Alpala et al. 2017) y Nevado del Ruiz (Colombia; Ordoñez et al. 2022, 2024), San Miguel

(El Salvador), Copahue (Argentina/Chile), Fernandina y Wolf (Ecuador) y Popocatepétl (México).

2. Materiales y métodos

2.1 El monitoreo geodésico actual del volcán Nevado del Ruiz.

Actualmente, el Segmento Volcánico Norte de Colombia (volcanes Nevado del Ruiz, Nevado de Santa Isabel, Nevado del Tolima y Cerro Machín, entre otros) se encuentra bajo la vigilancia de una red compuesta por 29 estaciones GNSS y 10 inclinómetros electrónicos (figura 1).

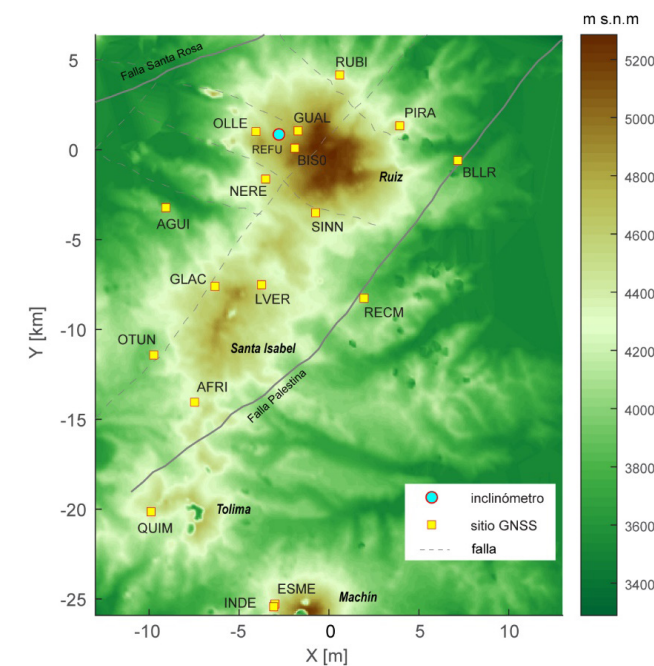


Figura 1. Mapa de parte de la red de monitoreo geodésico del Segmento Volcánico Norte de Colombia. El origen de las coordenadas cartesianas está en el cráter Arenas del Nevado del Ruiz (UTM 18N: 464643, 540547; altitud 5231 m s.n.m). Modelo Digital de Elevación descargado del sitio Global Multi-Resolution Topography (GMRT) (<https://gmrt.org/GMRTMapTool/>, consultado el 8 de marzo 2024).

El análisis de los datos de la red de inclinometría desde 2010 sugiere la presencia de una cámara magmática pequeña y poco profunda en la estructura volcánica. Esta cámara es responsable de las continuas emisiones de cenizas, la liberación de gases y la formación de un domo de lava en el cráter Arenas (Ordoñez et al. 2022 y 2024). Por otro lado, los cambios observados por las estaciones GNSS se atribuyen predominantemente a la intrusión de pequeños volúmenes de magma en un reservorio más profundo ubicado debajo del Nevado de Santa Isabel, que está situado 9 km al suroeste del Nevado del Ruiz. Esta interpretación se basa en el modelamiento de datos de inclinometría, GNSS e InSAR (Lundgren et al. 2015; Ordoñez et al. 2012, 2024; fig. 3).

En 2010, después de un período de ocho años de estabilidad y un cuarto de siglo desde la devastadora erupción de noviembre de 1985, la actividad eruptiva del Nevado del Ruiz entró

en una nueva fase de reactivación. La deflación asísmica del Nevado del Ruiz, registrada por inclinómetros (desde 2010) y estaciones GNSS (desde 2011) hasta febrero de 2012 (fig. 2), sugirió la despresurización de un reservorio poco profundo ubicado a 2,7–4,6 km por debajo del cráter principal (Ordoñez et al. 2024). Este reservorio, considerado la fuente local de magma del volcán, está vinculado con liberación de gases, emisiones de ceniza y explosiones menores ocurridas durante los últimos 13 años, así como con la erupción que formó el domo (Ordoñez et al. 2012, 2022; fig. 3).

La actividad sísmica, la deformación, la liberación de dióxido de azufre y las emisiones de cenizas aumentaron significativamente entre marzo y mayo de 2012 (fig. 2). En mayo y junio de 2012 ocurrieron dos erupciones explosivas de baja energía con Índice de Explosividad Volcánica (IEV) 2 (fig. 2) y columnas de menos de 10 km de altura sobre la cima del volcán (Ceballos et al. 2020). Las erupciones generaron pequeños lahares que impactaron el área proximal sin causar pérdida de vidas humanas. Una adecuada gestión de riesgos permitió al SGC gestionar con éxito la crisis.

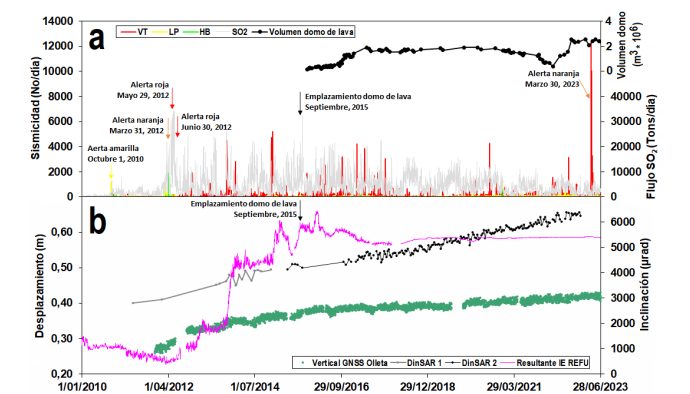


Figura 2. Monitoreo multiparamétrico del volcán Nevado del Ruiz. (a) Monitoreo multiparamétrico: línea roja: eventos volcano-tectónicos (VT); línea amarilla: eventos de largo periodo (LP); línea verde: eventos híbridos (HB); línea gris: flujo de gas (SO₂); línea negra con puntos: volumen del domo de lava; flecha amarilla: alerta amarilla; flecha naranja: alerta naranja; flecha roja: alerta roja o erupción; flecha negra: inicio del emplazamiento del domo de lava. (b) monitoreo geodésico: línea magenta: componente resultante inclinómetro electrónico Refugio (Resultante IE REFU); puntos verdes: desplazamiento vertical de la estación GNSS Olleta (Vertical GNSS Olleta); línea gris con puntos: deformación de vista del satélite (LOS) obtenida de observaciones RADARSAT-2 (DInSAR 1); línea negra con puntos: deformación de vista del satélite (LOS) obtenida de observaciones de SENTINEL-2 (DInSAR 2); flecha negra: inicio del emplazamiento del domo de lava.

Después de las erupciones de 2012, el volcán permaneció en un estado de agitación con importante sismicidad, inflación y emisiones intermitentes de vapor de agua, dióxido de azufre y cenizas. En agosto de 2015 comenzó a registrarse sismicidad volcano-tectónica tipo *drumbeat*, breve y esporádica, acompañada por inflación registrada en inclinómetros electrónicos y estaciones GNSS, así como la ocurrencia de pequeñas explosiones volcánicas. Este proceso fue seguido por una erupción efusiva que formó un domo de lava en el fondo del

cráter principal, acompañada por una alta sismicidad de tremor volcánico persistente. El domo continuó creciendo durante varios meses con fluctuaciones en la tasa de extrusión hasta diciembre de 2019, alcanzando aproximadamente un diámetro de 130 m, una altura máxima de 60 m y un volumen aproximado de $1,7 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Ordoñez et al. 2022; fig. 2).

El volcán ha estado en un nivel moderado de actividad desde finales de 2019, y en la primavera de 2023 presentó un enjambre de sismos volcano-tectónicos, acompañado de explosiones menores y emisión de gases.

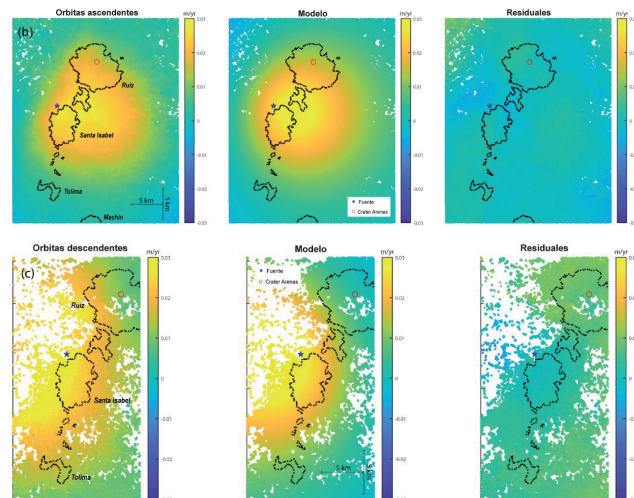
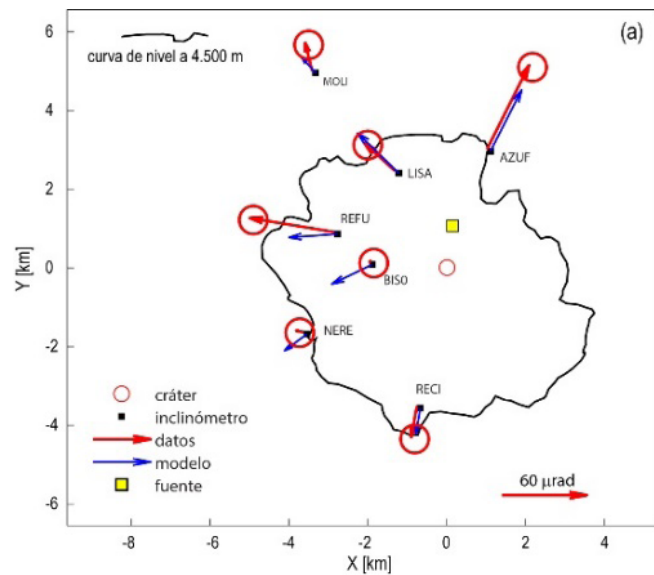


Figura 3. Resultado de mejor ajuste del modelamiento de los datos de inclinometría e InSAR (Tabla 1). (a) Modelamiento de los datos de inclinometría; (b) Modelamiento de los datos InSAR, órbita ascendente; (c) Modelamiento de los datos InSAR, órbita descendente.

2.2 Modelamiento de los datos geodésicos

En nuestra investigación utilizamos el software de código abierto dMODELS (desarrollado por el Servicio Geológico de EE. UU.; <https://pubs.usgs.gov/tm/13/b1/>, consultado el 8 de marzo, 2024) para estimar la posición, forma y cambio

de volumen de las fuentes de deformación activas debajo del Segmento Volcánico Norte de Colombia. dMODELS utiliza soluciones analíticas de fuentes con geometrías simples de origen común (p. e., esfera, esferoide, fisura) para simular la deformación de la superficie en un entorno subterráneo lineal, elástico, isotrópico y homogéneo (Battaglia et al. 2013a). Nuestro enfoque para la inversión combina el cálculo de mínimos cuadrados ponderados con una exploración de grilla estocástica que permite identificar la solución óptima según el criterio estadístico de ji-al-cuadrado por grado de libertad. Aunque modelamos las fuentes de deformación como cavidades presurizadas (una simplificación significativa), este método proporciona un análisis de primer orden con un error estimado y aceptable (Lisowski 2007).

3. Resultados

3.1 Las fuentes activas de deformación

La inflación observada en la serie temporal de inclinometría (fig. 2) se produjo por un aumento de volumen de $0,007 \pm 0,004 \text{ km}^3$ en una fuente somera ubicada debajo del cráter del Nevado del Ruiz a una profundidad de $4,3 \pm 0,7 \text{ km}$ (los errores son 1 desviación estándar; ver Tabla 1, fig.3a y fig. 4).

Por otro lado, la inflación de aproximadamente 9 cm en tres años, observado en los datos InSAR (Tabla 1, fig. 3b y fig. 3c) es compatible con un aumento de volumen de $0,105 \pm 0,045 \text{ km}^3$ en una fuente ubicada a $9,4 \pm 1,8 \text{ km}$ al suroeste del cráter Arenas del Nevado del Ruiz, justo debajo del Nevado de Santa Isabel a una profundidad de $13,1 \pm 2,3 \text{ km}$ (los errores son 1 desviación estándar; ver Tabla 1, fig. 3b, fig. 3c y fig. 4). La Tabla 1 presenta un resumen de los resultados del modelamiento.

Periodo	Fracción del año	Datos	Ubicación (relativa al cráter Arenas) [§]			$\Delta V/\Delta t$ [km ³ /a]	ΔV [km ³]
			X [km]	Y [km]	Profundidad [km ab. cr.]		
Fuente local poco profunda							
12/2011–07/2012	0.58	Tilt	0.14 ± 0.4	1.1 ± 0.4	4.3 ± 0.7	0.011 ± 0.005	0.007 ± 0.004
Fuente regional y profunda							
03/2011–03/2015	3.00	InSAR	-6.8 ± 1.4	-6.5 ± 1.2	13.1 ± 2.3	0.035 ± 0.015	0.105 ± 0.045

§ Coordenadas del cráter Arenas: UTM 18N 464643, 540547; altitud 5231 [m s.n.m]

Tabla 1. Resultado de mejor ajuste del modelamiento de los datos de inclinometría e InSAR. $\Delta V/\Delta t$: tasa del cambio de volumen; ΔV : cambio de volumen; los errores son 1 desviación estándar.

3.2 La contribución de la geodesia a la gestión del riesgo volcánico.

El volcán Nevado del Ruiz es considerado uno de los volcanes más activos de Colombia desde su erupción en noviembre de 1985. Desde que comenzó el monitoreo GNSS en 2011, ha mostrado una clara tendencia deformativa, con una inflación

de 18 centímetros (sitio GNSS NERE; fig. 2) durante el periodo de observación (2012–2023).

Antes de que el volcán entrara en erupción en mayo y junio de 2012 se produjo un episodio inflacionario significativo (fig. 2). En contraste con lo ocurrido en 1985, los científicos detectaron esta señal meses antes de que el volcán entrara en erupción, y los funcionarios del gobierno emitieron varias

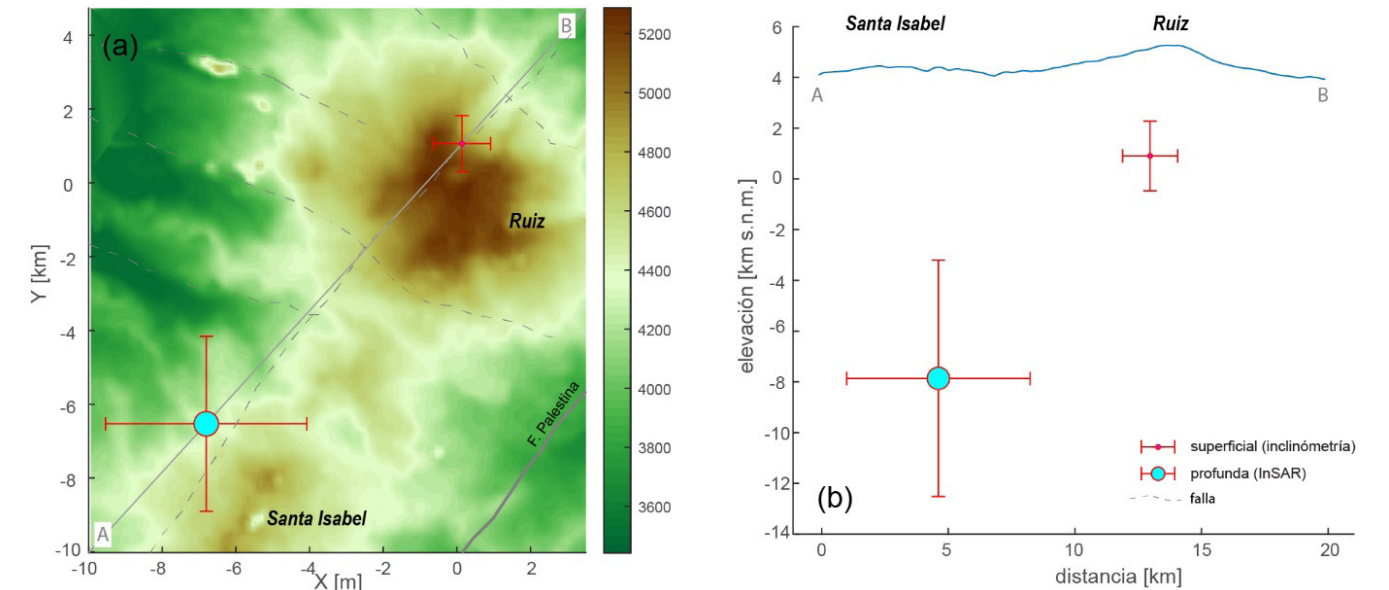


Figura 4. (a) Mapa y (b) perfil suroeste – noreste desde el Nevado de Santa Isabel hasta el Nevado del Ruiz con la ubicación de las fuentes de deformación (ver Tabla 1). Las barras de error son una desviación estándar (nivel de confianza del 66%). El tamaño del símbolo es proporcional al volumen de la intrusión. El reservorio local de magma poco profundo se encuentra entre 3,6 y 5,0 km debajo del Nevado del Ruiz y se considera el reservorio local. El reservorio regional de magma profundo se encuentra aproximadamente a 9,4 km al suroeste de Ruiz, a una profundidad de 11,7 a 15,3 km debajo del Nevado de Santa Isabel. DEM obtenido del sitio Earth Explorer del Servicio Geológico de los EE. UU. (<https://earthexplorer.usgs.gov/>, consultado el 8 de marzo, 2024)

4. Resumen y conclusiones

La deflación asísmica del Nevado del Ruiz, registrada por inclinómetros y estaciones GNSS hasta febrero de 2012 (fig. 2) fue causada por despresurización de un reservorio poco profundo ubicado a 2,7–4,6 km por debajo del cráter principal (Ordoñez et al. 2024). Esta cámara poco profunda ha sido la fuente de emisiones de gases, erupciones de ceniza y formación de un domo durante los últimos 12 años.

Después de febrero de 2012, los inclinómetros registraron principalmente los ciclos de inflación y deflación de esta cámara poco profunda (fig. 2). En contraste, las estaciones GNSS capturaron el aumento gradual de volumen de un reservorio de magma más profundo ubicado a unos 15 km de profundidad debajo del Nevado de Santa Isabel (fig. 2 y fig. 3).

El análisis combinado de las velocidades de deformación estimadas mediante GNSS y DInSAR sugiere una fuente de deformación ubicada aproximadamente a 15 km por debajo del Nevado de Santa Isabel. Esta área, que subyace debajo de la Falla Palestina y no registra una sismicidad significativa, posiblemente sea parte de un sistema de reservorios magmáticos regionales que alimentan el Segmento Volcánico Norte de Colombia, según los artículos publicados por Lundgren et al. (2015) y Ordoñez et al. (2024). Dichos autores piensan que el

advertencias a los residentes. Días antes de que ocurriera la erupción de 2012, los funcionarios del gobierno cerraron el Parque Nacional Natural de los Nevados, limitaron el acceso al volcán y evacuaron a cientos de personas que vivían en los valles de los ríos que rodeaban al mismo. Las erupciones, que produjeron pequeños volúmenes de ceniza volcánica, no generaron grandes lahares ni provocaron víctimas.

magma o los fluidos de esta fuente más profunda aún no han llegado a la cámara poco profunda ubicada debajo del Nevado del Ruiz.

Si bien el mecanismo exacto de interacción entre la cámara poco profunda del Nevado del Ruiz y la fuente más profunda ubicada debajo del Nevado de Santa Isabel aún no está claro, este fenómeno es compatible con los hallazgos de Ebemeier et al. (2018), quienes postularon que los sistemas magmáticos laterales extensos son comunes en los volcanes andinos.

Desde 2012, el Nevado del Ruiz ha presentado actividad continua, mostrando sismicidad, deformación, emisiones de cenizas, explosiones de baja energía, emisiones de gases y erupciones efusivas que han en formado un domo. La integración de datos geodésicos, sísmicos, geoquímicos y geológicos ha permitido mejorar significativamente la comprensión del comportamiento del volcán y, por consiguiente, la evaluación del peligro volcánico. Este conocimiento ha mejorado el manejo de las crisis volcánicas y ha permitido realizar una gestión más eficiente y exitosa del riesgo volcánico asociado. La comunicación efectiva entre el Observatorio Vulcanológico, las autoridades locales y la comunidad ha transformado al Nevado del Ruiz de un volcán sinónimo de desastre a un modelo de gestión exitosa del riesgo volcánico.

5. Agradecimientos

Los datos InSAR son cortesía de Paul Lundgren (Jet Propulsion Laboratory) y Sergey Samsonov (Canada Centre for Mapping and Earth Observation). El software de modelado original puede descargarse de Battaglia et al. (2013b). Para más información, contacte a Maurizio Battaglia: mbattaglia@usgs.gov. Queremos agradecer el apoyo y patrocinio de la Agencia de los EE. UU. para el Desarrollo Internacional (USAID), del Programa de Asistencia ante Desastres Volcánicos (VDAP), del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS), y la Asociación Latinoamericana de Geodesia Volcánica (GEOVOL). También agradecemos al Servicio Geológico Colombiano (OVSM) por proporcionar los datos de sismología, geodesia y gases. Cualquier uso de nombres comerciales, de empresas o de los productos aquí incluidos tiene fines descriptivos y no implica respaldo por parte del gobierno de los EE. UU.

6. Referencias

- Alpala J, Alpala R, Battaglia M (2017). Monitoring remote volcanoes: the 2010–2012 unrest at Sotará volcano (Colombia). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344: 224–251. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.021>
- Banks N, Carvajal C, Mora H, Tryggvason E (1990) Deformation monitoring at Nevado del Ruiz, Colombia: October 1985–March 1988. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41:269–295. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90092-T](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90092-T)
- Battaglia M, Cervelli PF, Murray JR (2013a). dMODELS: A MATLAB software package for modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 254: 1–4. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.018>
- Battaglia M, Cervelli PF, Murray JR (2013b). Modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers—A catalog of deformation models: U.S. Geological Survey Techniques and Methods, book 13, chap. B1, pp. 96. <https://pubs.usgs.gov/tm/13/b1>.
- Boixart G, Cruz LF, Miranda Cruz R., Euillades PA, Euillades LD, Battaglia M (2020). Source model for Sabancaya volcano constrained by DInSAR and GNSS surface deformation observation. *Remote Sensing*, 12 (11), 1852. <https://doi.org/10.3390/rs12111852>
- Camejo-Harry M, Pascal K, Euillades P, Grandin R, Hamling I, Euillades L, Jo M (2024). Monitoring volcano deformation at La Soufrière, St Vincent during the 2020–21 eruption with insights into its magma plumbing system architecture. In Robertson, R. E. A., Joseph, E. P., Barclay, J., Sparks, R. S. J. (eds) 2024. *The 2020–21 Eruption of La Soufrière Volcano, St Vincent*. Geological Society, London, Special Publications, 539: 41–62. <https://doi.org/10.1144/sp539-2022-270>
- Ceballos, J. A., Martínez, L. M., Cortés G.P., Contreras-Fayad, D., Rivera, V.C., Monsalve, M.L., Valencia, L.G. & Ávila, H. 2020. Contribución al diagnóstico de la actividad del Volcán Nevado

del Ruiz entre los años 2012–2019, a partir de la caracterización composicional y morfológica de partículas en las emisiones de ceniza. I Congreso latinoamericano de Vulcanología ALVO, 22 al 26 de marzo del 2020. Sesiones Virtuales. Antofagasta Chile. <https://oficialalvo.org/primer-congreso-alvo>

- Ebmeier S K, Andrews B J, Araya M C, et al (2018) Synthesis of global satellite observations of magmatic and volcanic deformation: implications for volcano monitoring and the lateral extent of magmatic domains. *Journal of Applied Volcanology*, 7:2. <https://doi.org/10.1186/s13617-018-0071-3>
- Hall, M.L. (1992) The 1985 Nevado del Ruiz eruption: scientific, social, and governmental response and interaction before the event. In: McCall, G.J.H., Laming, D.J.C., Scott, S.C. (eds) *Geohazards*. AGID Report Series. Springer, Dordrecht. https://doi.org/10.1007/978-94-011-2310-5_6
- Lisowski M (2007) Analytical volcano deformation source parameters. In: Dzurisin, D. (ed) *Volcano Deformation*. Springer Praxis Books. Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 441–481, https://doi.org/10.1007/978-3-540-49302-0_8
- Lowenstern J B, Ramsey D W (2017) The Volcano Disaster Assistance Program—Helping to save lives worldwide for more than 30 years. U.S.G.S. Fact Sheet 2017–3071, 6 pp. <https://doi.org/10.3133/fs20173071>, accessed March 17, 2025, at <https://pubs.usgs.gov/publication/fs20173071>
- Lundgren P, Samsonov S V, López C M, Ordoñez M (2015) Deep source model for Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, constrained by interferometric synthetic aperture radar observations. *Geophys. Res. Lett.*, 42: 2015GL063858, <https://doi.org/10.1002/2015GL063858>
- Ordoñez M, López C M, Cortes G P, Londoño J, Battaglia M (2012) The 2012 Reactivation of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *AGU Fall Meeting Abstracts 2012:V33A-2833*
- Ordoñez M, López C M, Alpala J, Narváez L, Arcos D, Battaglia M (2015) Keeping watch over Colombia's slumbering volcanoes, EOS, 96. <https://eos.org/science-updates/keeping-watch-over-colombias-slumbering-volcanoes>. Accessed March 1st, 2024.
- Ordoñez M, Laverde C, Battaglia M (2022) The new lava dome growth of Nevado del Ruiz (2015–2021). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 430: 107626. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2022.107626>
- Ordoñez M, Idárraga J, Adamo R, Battaglia M (2024) Geodetic monitoring of the recent activity and the dome forming eruption at Nevado del Ruiz (Colombia), 2010–2023. *Scientific Reports*, 14 (1): 21441, <https://doi.org/10.1038/s41598-024-72058-y>
- Vargas K, Villegas Lanza JC, Rivera M, Tavera H (2022). Deformación superficial y secuencia sísmica en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri (Región Tacna). <https://repositorio.igp.gob.pe/home>, accessed March 17, 2025.
- Voight, B (1990). The 1985 Nevado del Ruiz volcano catastrophe: anatomy and retrospection. *Journal of volcanology and geothermal research*, 44 (3–4): 349–386. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90027-D](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90027-D)

Erupción de diciembre 2022, volcán Lascar: caracterización multiparamétrica de un evento sin precursores aparentes

Ayleen Gaete^{a,b} (ORCID: 0000-0002-0938-9978), Juan San Martín^a, Maria Contreras^a, Sergio Morales^a, Gabriela Velásquez^a, Gabriela Pedreros^a

a. OVDAS Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur, RNVV, Sernageomin, Temuco, Chile

b. Departamento de Biología y Química, Facultad de Ciencias Básicas, Universidad Católica del Maule, Talca, Chile

Correo de contacto: agaete@ucm.cl

Palabras claves: volcán Lascar, erupción 2022, ciclicidad eruptiva, volcanismo explosivo, monitoreo sísmico, sin precursores

Resumen

El volcán Lascar posee una red instrumental multiparamétrica y permanente desde el año 2010. Desde abril de 2013, se han detectado variaciones cíclicas principalmente en la ocurrencia de sismicidad de largo periodo (LP), incandescencia nocturna y emisión de SO₂. Estas variaciones coinciden con cambios en las anomalías térmicas satelitales que han sido asociadas con procesos eruptivos menores y recurrencia semi-periódica de aproximadamente 3 años.

El 10 de diciembre de 2022, se registró una erupción freatomagmática que en su fase más energética exhibió una columna eruptiva de 8 km sobre el cráter, seguida de variaciones en los parámetros de monitoreo inconsistentes con la actividad cíclica observada. Destacan el alzamiento del piso cratérico en ~30 m y cambios en el patrón de la anomalía térmica, indicando un cambio transitorio en las condiciones del sistema. Analizamos los antecedentes asociados con esta erupción y su capacidad para condicionar el proceso eruptivo posterior.

1. Introducción

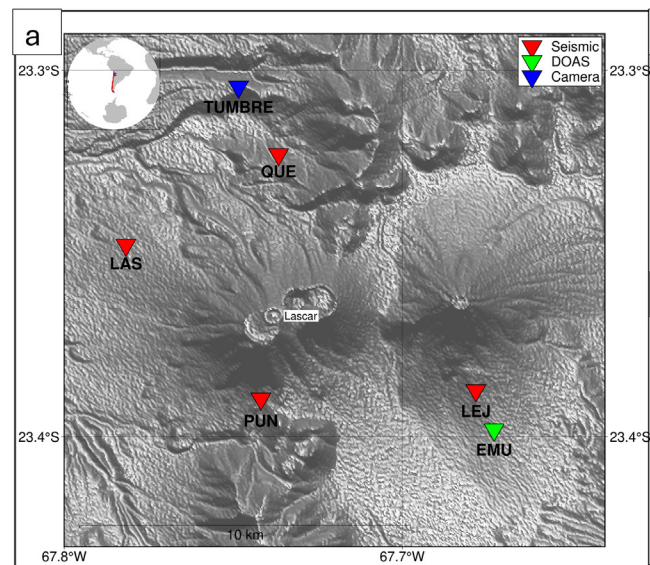
El volcán Lascar se encuentra localizado en la Región de Antofagasta y forma parte de la Zona Volcánica Central de los Andes (CVZ por su sigla en inglés). De composición predominantemente andesítica, su estructura la conforman dos estratoconos sobrepuestos que alojan cinco cráteres alineados en orientación ENE-OSO. Su actividad eruptiva reciente se ha concentrado en el edificio E, compuesto por tres cráteres con fumarolas activas y desgasificación cuasi-permanente, que representan la influencia de la actividad hidrotermal en este volcán (Matthews et al. 1997).

La última erupción destacada (índice de explosividad volcánica - IEV - 4) fue registrada en abril de 1993, siendo el paroxismo de un proceso desarrollado en nueve años, caracterizado por la extrusión y subsidencia de domos de lava en cuatro ciclos, que generaron erupciones vulcanianas mayores asociadas al incremento de la presión interna del sistema, debido a la subsidencia y enfriamiento de dichos domos (Layana et al. 2020, Matthews et al. 1997). Desde el punto de vista de la actividad termal, este periodo fue definido como Fase 1 por Layana et al. (2020) quien a su vez reconoció otras tres fases posteriores asociadas con cambios en el comportamiento y frecuencia/ausencia eruptiva, donde la última fase, Fase 4, iniciada en abril de 2013 se encuentra aún en desarrollo. Esta

fase se ha caracterizado por ciclos de incremento abrupto de radiancia térmica que incluyeron explosiones menores a intermedias, decayendo paulatinamente a lo largo de un periodo aproximado de tres años, completando un ciclo eruptivo (Campus et al. 2022; Layana et al. 2020). Dentro de estas se destaca la erupción de octubre de 2015 que inicia el segundo ciclo, caracterizada como una erupción freática gatillada por una lluvia extrema ocurrida días antes, afectando el sistema volcánico que ya se encontraba en un estado álgido de actividad (Gaete et al. 2020).

Desde 2010, el Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS), de Sernageomin, lleva a cabo el monitoreo multiparamétrico en tiempo real del volcán (fig. 1a), que el 10 de diciembre de 2022 a las 15:36:50 UTC detectó la ocurrencia de una erupción freatomagmática caracterizada por una columna vigorosa que alcanzó una altura de 8 km sobre el cráter, mantenida por 10 minutos, con mediano a alto contenido de ceniza respecto de las estimaciones para las erupciones de la última década. La actividad superficial fue acompañada por una señal sísmica de aproximadamente 40 minutos de duración (fig. 1b), antecedentes que implicaron el posterior cambio de Alerta Técnica de Verde a Amarilla (Sernageomin 2023). De acuerdo con la temporalidad en que ocurrió el evento eruptivo, la envergadura de la columna eruptiva y energía

sísmica, además del registro satelital de radiancia térmica detectado para ese periodo, la erupción del 10 de diciembre no se enmarca en la ciclicidad reportada por Campus et al. (2022) y Layana et al. (2020).



Este trabajo tiene como objetivo sustentar, desde una visión multiparamétrica, el comportamiento cíclico de largo plazo de los procesos eruptivos del volcán Lascar durante la última década. Además, se analizan los posibles precursores y detonadores de la erupción de diciembre 2022 para comprender las condiciones que hacen a este evento diferente de las demás erupciones, así como su posible impacto en el desarrollo del proceso eruptivo que le siguió. Adicionalmente, en este trabajo profundizamos en la implicancia de registrar erupciones sin precursores claros y la amenaza que esto involucra.

2. Métodos

Los datos obtenidos de los parámetros sísmicos, geoquímicos, deformación y observaciones visuales monitoreados en tiempo real, permiten el estudio multiparamétrico de la evolución temporal de la actividad. La red de monitoreo sísmico consiste en cuatro estaciones de banda ancha REF TEK 151-30A y data loggers REF TEK 130B, que registran a una razón de 100 Hz y se encuentran localizados a una distancia menor de 5 km del cráter activo (fig. 1a). Existe una amplia variedad de señales sísmicas volcánicas que dan cuenta de diferentes procesos asociados tanto a la dinámi-

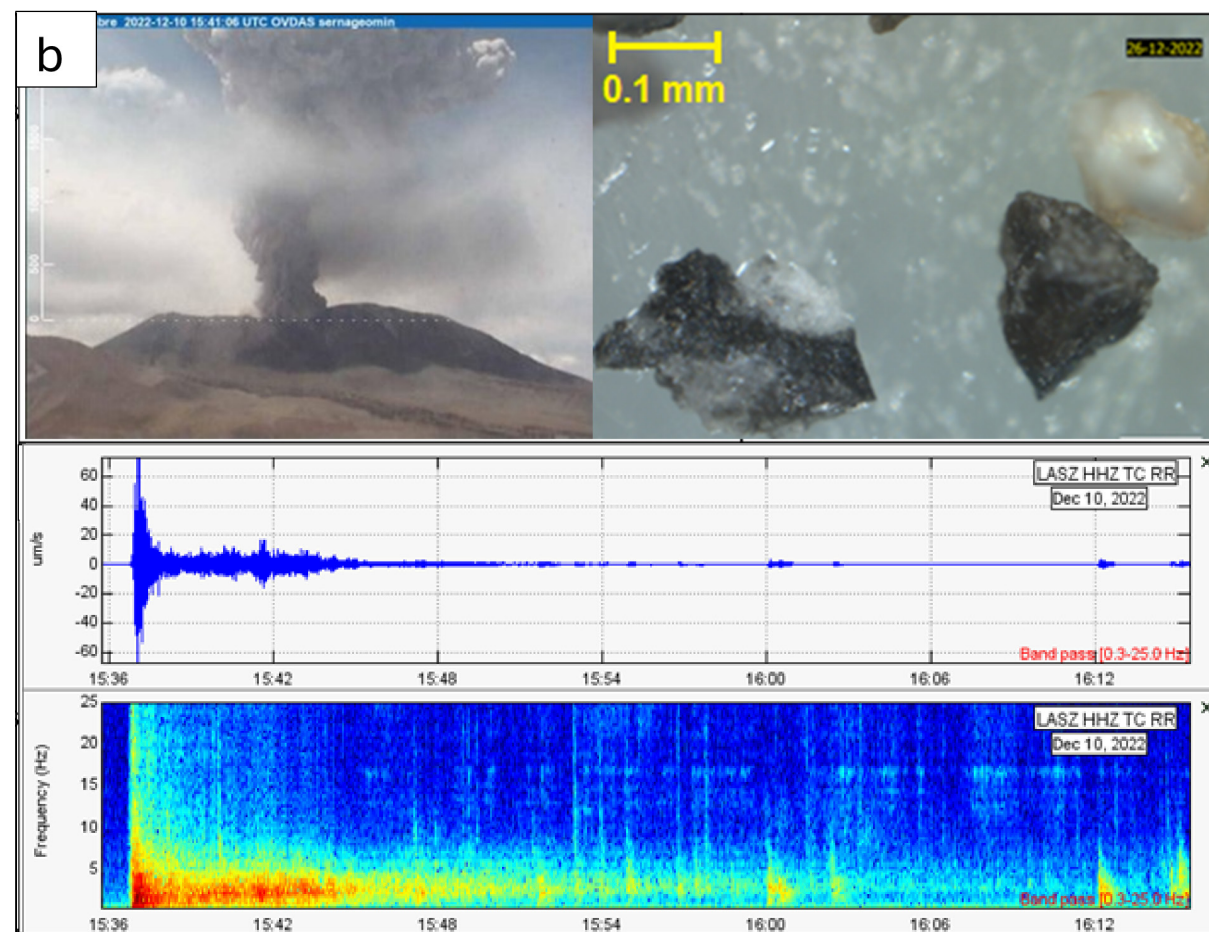


Figura 1. a) Ubicación volcán Lascar indicando el despliegue de la red instrumental de Sernageomin para mantener el monitoreo en tiempo real (rojo: estaciones sismológicas; verde: sensor de medición de concentración de gases DOAS; azul: cámaras) cuya información es utilizada para llevar a cabo este estudio. b) Pulso eruptivo del 10 de diciembre junto a la señal sísmica con su contenido espectral y muestra de ceniza colectada posterior al evento (lupa binocular 8.0x).

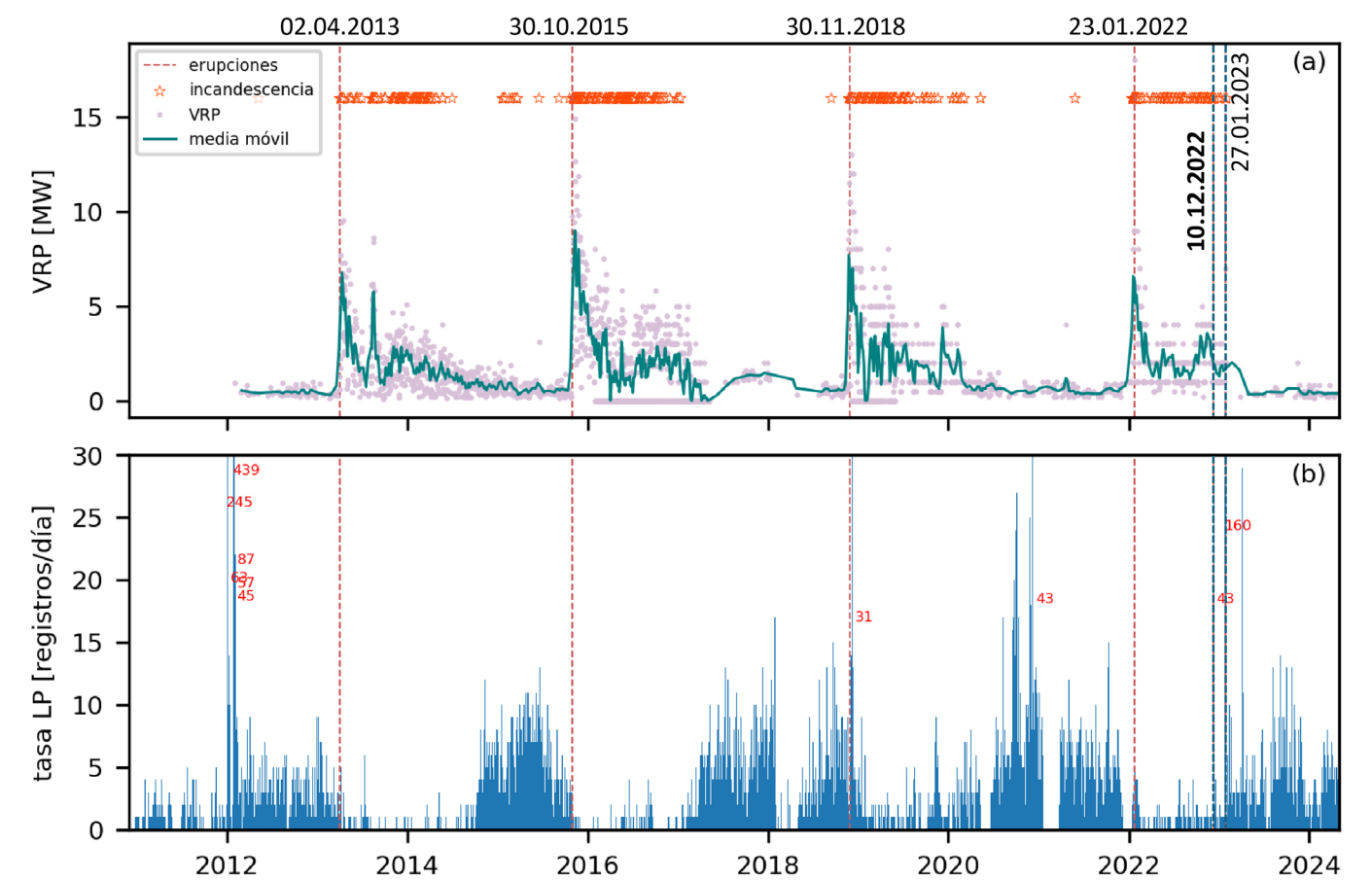


Figura 2. Serie de tiempo de (a) las mediciones de potencia radiada volcánica en megavatios (MW) (VRP, gris) y su media móvil (curva verde) obtenidas de la base de datos MIROVA acompañada de los registros de incandescencia (estrellas naranjas) obtenidos por cámaras de vigilancia y (b) el registro diario de número de eventos tipo LP. Se incluyen, con líneas discontinuas naranjas, las explosiones desarrolladas en el marco de los ciclos eruptivos, mientras que las erupciones fuera de la ciclicidad son destacados por líneas azules discontinuas.

ca de fluidos (sismos LP, largo periodo; VLP, muy largo periodo; TR, tremor; TO, tornillos) y fracturas de la roca (VT, volcano-tectónico), como también a procesos mixtos (HB, híbridos) y explosiones (EX). Estas señales se distinguen según su forma de onda, duración y contenido frecuencial. Para este estudio nos enfocamos en la evolución temporal de la sismicidad VT y LP con el fin de identificar la actividad precursora en el corto plazo y la temporalidad de los ciclos eruptivos, respectivamente. El registro visual se realiza a través de una cámara IP AXIS 214 PTZ de resolución 704 x 576 píxeles, localizada a 6,5 km al N del volcán que captura imágenes en intervalos de 30 segundos, para monitorear y evaluar la actividad volcánica superficial, tal como columnas gaseosas y eruptivas. La concentración de SO_2 en la pluma gaseosa es medida a través de un sensor mini-DOAS (*mini-Differential Optical Absorption Spectrum*) instalado a 7 km al SE del volcán que realiza espectrometría de la pluma de gas cada 5 a 15 minutos, dependiendo de las condiciones lumínicas y atmosféricas. El análisis de cenizas se obtiene con lupa binocular SEMEDS (*Scanning Electron Microscopy-Energy Dispersive X-ray Spectroscopy*) y difracción de rayos X. Datos satelitales han sido considerados para determinar

la evolución temporal de la anomalía térmica con mediciones de potencia volcánica radiada (VRP) mediante los datos reportados por MIROVA (*Middle InfraRed Observation of Volcanic Activity*) basados en el procesamiento de datos MODIS (*Moderate-Resolution Imaging Spectroradiometer*) en el rango infrarrojo emitidos por fuentes volcánicas (Campus et al. 2022). Adicionalmente, imágenes satelitales multispectrales capturadas por Sentinel-2 (<https://dataspace.copernicus.eu>) reportan la intensidad y área del cráter cubierta por la anomalía de radiancia térmica (*near-infrared spectrum*), mientras que la cuantificación de variaciones topográficas se realiza a partir de modelos de elevación digital (DEM) generados desde imágenes Pleiades-1- Triestereo de octubre 2022 y enero 2023 proporcionadas por Volcano Demonstrator y CNES (Centro Nacional de Estudios Espaciales de Francia). El procesamiento de las imágenes de alta resolución se realizó usando Ames StereoPipeline (Shean et al. 2016).

3. Resultados

El análisis a largo plazo de la sismicidad LP y actividad superficial evidenciada por incandescencia nocturna, registrada desde las cámaras IP, concuerda con las variaciones de

radiancia térmica observadas a lo largo de cada uno de los cuatro ciclos eruptivos de la última década reportados por Campus et al. (2022) y Layana et al. (2020) (fig. 2). Cada ciclo está constituido por dos partes: (1) Apertura del sistema superficial - iniciado por una explosión menor a intermedia con columna eruptiva menor de 2 km (fechas indicadas en la parte superior de la fig. 2), generando el incremento súbito de la radiancia térmica emitida (VRP), la aparición de incandescencia nocturna y la caída abrupta de la tasa diaria de sismicidad LP (fig. 2a y b). Posteriormente, se observa un decaimiento paulatino de la radiancia térmica por un periodo aproximado de un año y medio, interpretado como una disminución continua de la permeabilidad del sistema superficial. (2) Proceso de sobrepresión - caracterizado por mantener niveles de VRP cercanos a cero megavatios (MW) y (casi) ausencia de registro de incandescencia, indicando el sellamiento parcial del sistema. Simultáneamente se observa un incremento en la tasa diaria de sismicidad LP (fig. 2b) reflejando la acumulación de presión interna, similar a lo observado por Gaete et al. (2020). Así, los parámetros exhiben un patrón cíclico, que sigue una secuencia dada por la apertura, disminución de la permeabilidad y sobrepresión interna, probablemente favorecido por subsidencia local debido a deslizamientos gravitacionales y compactación de depósitos eruptivos en el piso cratérico (Richter et al. 2018).

Sin embargo, la ciclicidad de dichos procesos eruptivos se vio interrumpida por la erupción del 10 de diciembre de 2022 (indicada en negrita en la fig. 2), la cual ocurrió en un periodo de

incandescencia recurrente, valores de potencia radiada aún importantes y bajo registro de sismicidad LP (fig. 2 y 3b), sin evidencia notable de obstrucción que alertara sobre una sobrepresión interna que gatillara la erupción. Por otra parte, el análisis de componentes de cenizas liberadas por la columna eruptiva arrojó un contenido de juveniles del 7 % y 19 % de cristales libres, indicando participación magmática en la actividad eruptiva (fig. 1b).

Días previos a dicha erupción, las mediciones de SO₂ reportan bajo flujo de emisión de este gas (fig. 3c) ocurrido en un periodo de alta anomalía térmica (fig. 3a2). Por otra parte, la baja emisión de SO₂, también es observada como una característica que precedió a la erupción de enero 2022, compartiendo ambas, además, un incremento esporádico de sismicidad VT un día antes de la erupción (fig. 3c, d). Posterior a la erupción, se observan cambios en el patrón de distribución espacial de la anomalía térmica, variando de un foco mayor a tres focos aproximadamente equidistantes de menor dimensión (fig. 3a2, a3), sin registrar variaciones significativas de potencia radiada (fig. 3b). Además, mediciones del piso cratérico obtenida de la diferencia entre dos DEMs, previo y posterior a la erupción, revela un alzamiento máximo de ~30 m (área roja en fig. 3a1). Desde agosto de 2023, el sistema parece haber evolucionado al estado de sobrepresión, característico de la segunda parte de los ciclos eruptivos, con radiancias muy bajas y aumento de sismicidad LP en número y amplitud (VRP < 0.5 MW y un máximo de 17 eventos/día en agosto 2023 en la fig. 2).

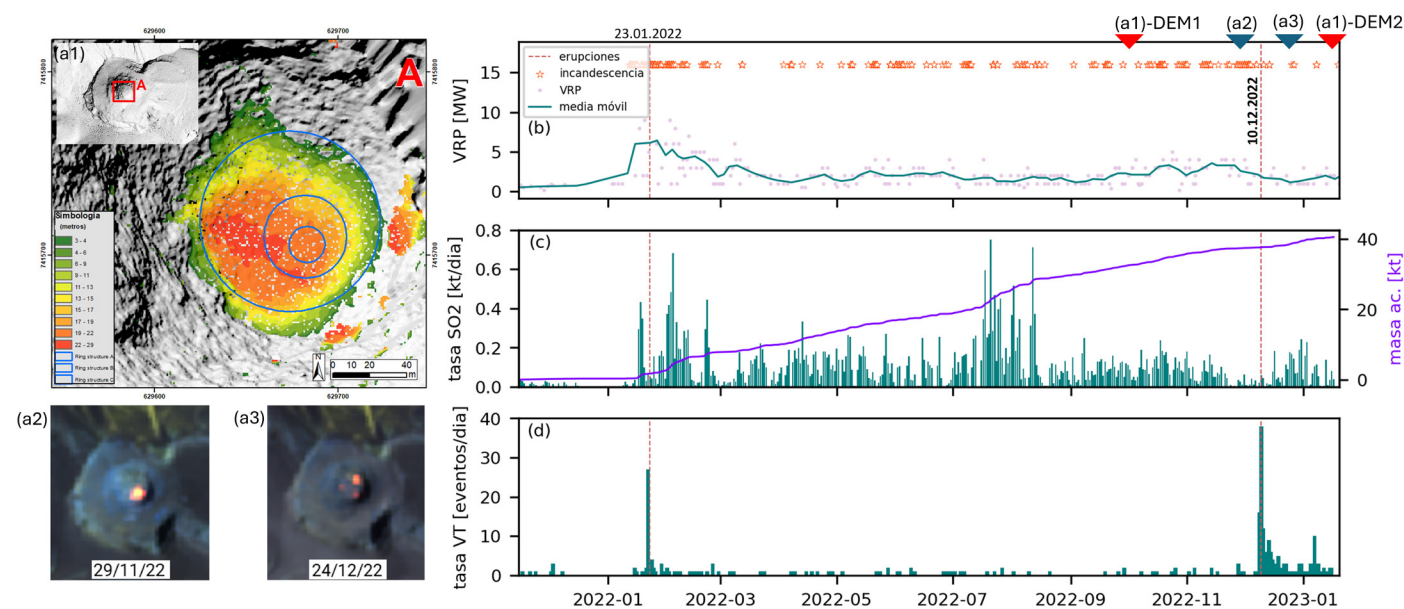


Figura 3. (a) Imágenes del cráter del volcán Lascar: a1) mostrando el alzamiento total medido posterior a la erupción de diciembre 2022 como resultado de la substracción de los DEMs de octubre 2022 y enero 2023 (variando de verde ~5 m a rojo ~30 m), junto a las estructuras anulares Ring a, b y c desde afuera hacia adentro (en celeste) adaptadas de Ai et al. (2023), a2), a3) Anomalías térmicas en el cráter activo obtenidas por Sentinel-2 (alta y baja temperatura indicadas en color rojo y azul respectivamente). La fecha de captura de las imágenes satelitales se indica en la parte inferior del panel. Series temporales de: (b) Potencia radiada VRP en conjunto con registros de incandescencia, (c) estimación de la masa mínima de SO₂ y su masa acumulada y (d) número diario de eventos tipo VT. Las erupciones se indican con líneas discontinuas naranjas.

4. Discusión

Patrones cíclicos han sido observados en volcanes para diversas escalas de tiempo (p. ej. Soufrière Hills, Mount Pinatubo y Sakurajima, Michaut et al. 2013); similar es el caso de los procesos eruptivos exhibidos en la última década por el volcán Lascar (Campus et al. 2022, Layana et al. 2020). El enfoque multiparamétrico de este estudio ha permitido confirmar dicho comportamiento desde el análisis de los datos de monitoreo de la última década. Sin embargo, su comportamiento periódico (~3 años), conformado por la misma secuencia de procesos que finalizan/comienzan en explosiones de moderada a baja energía, discrepan de la fase cíclica que precedió la erupción de 1993, caracterizada por ciclos irregulares, erupciones moderadas a energéticas y radiancias térmicas mayores que daban cuenta de un proceso magmático con ciclos derivados de la formación de domos de lava que impedían la configuración de un proceso más estable. Por el contrario, la metaestabilidad del comportamiento cíclico de la última década se hipotetiza como condicionada por procesos volcánicos de menor energía con mayor influencia hidrotermal, sin presencia evidente de magma en superficie.

De esta manera, el pulso de octubre 2015 fue señalado como un evento freático que no generó cambios evidentes más que una fractura en la zona SE, más profunda, del cráter donde usualmente se localiza la anomalía térmica (Gaete et al. 2020). Posteriormente, Ai et al. (2023) hipotetizó que esta fractura corresponde a un segmento de una estructura concéntrica denominada Ring b, que se articula a través de una fractura concéntrica mayor, Ring a, para acomodar la subsidencia local del piso cratérico y la emisión termal producida en la parte superior del conducto. El área delimitada por el "Ring a" coincide con el registro de la zona alzada de ~30 m observada un mes después de la erupción del 10 de diciembre (fig. 3a1). Lamentablemente, la falta de DEMs en un periodo corto, posterior al pulso eruptivo, impide asociar de manera certera la relación causa-efecto de los procesos involucrados. Sin embargo, la envergadura de la columna eruptiva y de la señal sísmica asociada (fig. 1b), además de la presencia de juveniles en las cenizas confirma la discrepancia de esta erupción con aquellas enmarcadas en los ciclos eruptivos, apoyando la hipótesis de magma alojado en la zona superficial. Esto habría derivado en el emplazamiento de un criptodomo (un domo que no logra salir a superficie) en la parte superior del conducto, causando el levantamiento del área que Ai et al. (2023) identificó como "Ring a". Esto produjo el cambio de patrón en la anomalía térmica (fig. 3a3) y desestabilizando el sistema volcánico al punto de ser el gatillador del proceso eruptivo posterior que inició con el pulso eruptivo menor del 27 de enero de 2023 (fig. 2), lo cual implicó el cambio a Alerta Técnica Naranja al siguiente día (REAVs, Sernageomin, 2023). Las erupciones del volcán Lascar han visibilizado la peligrosidad de las explosiones sin precursores claros. Retrospectivamente, Gaete et al. (2020) identificó sismicidad VT precursora de corto plazo y baja energía que precedió la explosión

freática de 2015. Asimismo, tanto la erupción presentada aquí como la registrada en enero del mismo año manifestaron dicha sismicidad (fig. 3d), además de disminución de la masa diaria de SO₂ emitida días a horas antes de la explosión (fig. 3c). La recurrencia de estos patrones los posiciona como actividad precursora. Sin embargo, la sutileza de sus variaciones induce incertidumbre y desafío en el manejo de las alertas técnicas, pudiendo generar situaciones de riesgo para las personas que se encuentran en las cercanías del volcán. Por ejemplo, durante la erupción del 10 de diciembre turistas y guías turísticos se encontraban visitando el volcán Lascar, quienes resultaron ilesos al mantener distancia respecto del cráter. Sin embargo, ejemplos desafortunados han demostrado que las erupciones sin o con pocos precursores son aun las que generan mayor riesgo volcánico.

Un ejemplo relativamente reciente es la explosión freática del 2019 ocurrida en White Island, Nueva Zelanda que causó 22 fatalidades y 25 personas sufrieron lesiones de diferente consideración, entre turistas y guías turísticos (Erfurt 2022). Estos sucesos visibilizan la importancia de contar con herramientas que permitan realizar el seguimiento y pronóstico de actividad eruptiva menor, las cuales representan el mayor desafío al momento de la evaluación permanente del estado de actividad del volcán y su escenario futuro.

5. Conclusiones

Este estudio ha tenido como objetivo analizar las variaciones de los parámetros de monitoreo sísmico, geoquímico y superficial asociados con la erupción freatomagmática del 10 de diciembre 2022 del volcán Lascar y su diferenciación con los procesos cíclicos observados desde 2013. Basados en un análisis multiparamétrico de datos obtenidos por la red de monitoreo se puede sustentar la ciclicidad de los procesos eruptivos de la última década reportados desde información satelital por Campus et al. (2022) y Layana et al. (2020). Además, este mismo análisis sugiere que la erupción de diciembre 2022 se desarrolla en un contexto distinto de aquellas registradas al inicio de los ciclos. Sin embargo, también muestra actividad posiblemente precursora de corto plazo afín a dichas erupciones, tales como disminución de la masa diaria total de SO₂ y el incremento de sismicidad VT de baja energía horas antes de la explosión. Interpretamos que la energía liberada por la erupción de diciembre 2022 se asocia con cambios transitorios en el sistema, desencadenando un proceso eruptivo posterior interno (que no ha sido cubierto por este trabajo), sin lograr modificar de manera significativa la ciclicidad de la fase actual (Fase 4, Layana et al. 2020).

6. Referencias

- Ai L, Walter TR, Aguilera F, Layana S, Mania R, Kujawa C, Zimmer M, Inostroza M (2023) Crater morphology, nested ring structures, and temperature anomalies studied by unoccupied aircraft system data at Lascar volcano, northern Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 439, 107840. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2023.107840>
- Campus A, Laiolo M, Massimetti F, Coppola D (2022). The Transition from MODIS to VIIRS for Global Volcano Thermal

- Monitoring. *Sensors*, 22 (5): 1713. <https://doi.org/10.3390/s22051713>
- Erfurt P (2022) Volcano Tourism and Visitor Safety: Still Playing with Fire? A 10-Year Update. *Geoheritage* 14: 3. <https://doi.org/10.1007/s12371-022-00691-y>
- Gaete A, Walter TR, Bredemeyer S, Zimmer M, Kujawa C, Franco Marin L, San Martin J, Bucarey Parra C (2020) Processes culminating in the 2015 phreatic explosion at Lascar volcano, Chile, evidenced by multiparametric data. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 20: 377–397. <https://doi.org/10.5194/nhess-20-377-2020>
- Layana S, Aguilera F, Rojo G, Vergara Á, Salazar P, Quispe J, Urra P, Urrutia D (2020) Volcanic Anomalies Monitoring System (VOLCANOMS), a Low-Cost Volcanic Monitoring System based on Landsat images. *Remote Sensing* 12 (10): 1589. <https://doi.org/10.3390/rs12101589>
- Matthews, S. J., Gardeweg, M. C., & Sparks, R. S. J. (1997). The 1984 to 1996 cyclic activity of Lascar Volcano, northern Chile: Cycles of dome growth, dome subsidence, degassing and explosive eruptions. *Bulletin of Volcanology* 59: 72–82. <https://doi.org/10.1007/s004450050176>
- Michaut C, Ricard Y, Bercovici D, Sparks RSJ (2013) Eruption cyclicity at silicic volcanoes potentially caused by magmatic gas waves. *Nature Geoscience* 6: 856–860. <https://doi.org/10.1038/ngeo1928>
- Richter N, Salzer JT, de Zeeuw-van Dalfsen E, Perissin D, Walter TR (2018) Constraints on the geomorphological evolution of the nested summit craters of Lascar volcano from high spatio-temporal resolution TerraSAR-X interferometry. *Bulletin of Volcanology*, 80: 21. <https://doi.org/10.1007/s00445-018-1195-3>
- Sernageomin (2023) Volcan Lascar - Red Nacional de Vigilancia Volcánica. REAV - Reporte Especial de Actividad Volcánica. <https://rnvv.sernageomin.cl/volcan-lascar/>
- Shean DE, Alexandrov O, Moratto ZM, Smith BE, Joughin IR, Porter C, Morin P (2016) An automated, open-source pipeline for mass production of digital elevation models (DEMs) from very-high-resolution commercial stereo satellite imagery. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing* 116: 101–117. <https://doi.org/10.1016/j.isprsjprs.2016.03.012>



Lecciones aprendidas de la erupción del volcán La Soufriere 2021, San Vicente y Granadinas

Enrique A. Castellanos Abella (ORCID: 0000-0003-2066-7681)

Ministerio de Energía y Minas (MINEM), Ave, Salvador Allende No. 666 e/ Oquendo y Soledad, Centro Habana, La Habana, Cuba

Correo de contacto: eacastellanos@gmail.com

Palabras claves: Volcán La Soufriere, San Vicente y Granadinas, Cuba, gestión de riesgo

Resumen

Las Antillas Menores tiene una larga historia de actividad volcánica reciente por ser un arco de islas volcánicas en un límite de subducción de placas tectónicas. El volcán La Soufriere de San Vicente y Granadinas comenzó a incrementar su actividad sísmica desde el 1 de noviembre de 2020, detectándose el 27 de diciembre de 2020 un domo satélite en el piso del cráter que tenía, comenzando así una continua actividad efusiva. En ese momento en la isla había un poco más de 50 especialistas cubanos. Para analizar esta situación y recomendar acciones al personal cubano en San Vicente, se creó un grupo de trabajo con especialistas cubanos de diferentes disciplinas. El trabajo coordinado permitió monitorear la actividad sísmica y evacuar al personal y a la población antes del 9 de abril de 2021 a las 9:40 a. m., hora local, cuando el volcán entró en erupción explosiva. En este trabajo se explican las principales experiencias obtenidas durante este periodo.

1. Introducción

Las Antillas Menores son un grupo de islas localizadas en el extremo oriental del mar Caribe y limitan con el océano Atlántico. La mayoría de ellas son parte de un arco de islas volcánicas ubicadas entre las Antillas Mayores en el noroeste y el continente de América del Sur.

Este arco de islas volcánicas coincide aproximadamente con el límite de subducción entre la placa tectónica del Caribe y las placas tectónicas de Suramérica y de Norteamérica. Aquí, la corteza oceánica de las placas del Atlántico subduce bajo la placa del Caribe. El proceso de subducción genera amplia actividad sísmica y volcánica, siendo esta última la principal causa de la formación geológica de la mayoría de las islas de las Antillas Menores.

San Vicente y Granadinas es un país ubicado en el sureste de las Antillas Menores con 389 km² compuesto por la isla San Vicente con 344 km², como principal, la isla Granadinas al sur de esta, y otras 32 pequeñas islas, algunas de ellas no habitadas. La isla San Vicente tiene en su extremo norte el volcán La Soufriere, el cual comenzó una actividad sísmica anómala desde noviembre de 2020. El 27 de diciembre se identificó un nuevo domo dentro del perímetro del domo existente, mientras continuaba la actividad sísmica y otros indicadores del vulcanismo. El 8 de abril de 2021 se incrementan todos los parámetros monitoreados y en consecuencia se ordena la evacuación de unas 18 mil personas. El 9 de abril de 2021 se registra la primera de una serie de grandes explosiones las cuales continuaron hasta el 22 de abril. El 6 de mayo se baja el nivel de alerta y comienza el retorno de los evacuados.

Durante este periodo en la isla de San Vicente había varias decenas de cubanos cumpliendo misión internacionalista, fundamentalmente en el sector de la salud. Considerando la vida de personal cubano en la isla y, en general, para ayudar al pueblo de San Vicente, un grupo de especialistas cubanos de varias instituciones fueron llamados por el Estado Mayor Nacional de la Defensa Civil de Cuba para monitorear la actividad volcánica de La Soufriere y alertar a las autoridades sobre el peligro volcánico. Este trabajo describe las principales experiencias obtenidas en este periodo.

2. Volcán La Soufriere

La isla San Vicente, con un ancho de 17,2 km y un largo de 29 km, se ha desarrollado geológicamente sobre la evolución de una secuencia de volcanes, donde hay siete reconocidos en los cuales se puede identificar sus cumbres (fig. 1) y al norte se encuentra el volcán La Soufriere. En consecuencia, las rocas y depósitos no consolidados que hay en el territorio están asociados a los materiales resultantes de las erupciones volcánicas, abarcando desde tefra hasta flujos de lava. En las zonas más bajas, llegando a la costa, también hay depósitos aluviales de estos mismos materiales volcánicos. La geomorfología del territorio preserva los antiguos conos volcánicos, las sobreelevaciones de los flujos de lavas y las cárcavas de la escorrentía superficial. Las cumbres de los volcanes más antiguos son picos mientras que el volcán La Soufriere tiene un cono con un cráter semihundido bien reconocido. En la figura 1B se muestra la posición de las estaciones sismológicas, de GPS y los inclinómetros con los que se monitorea la actividad

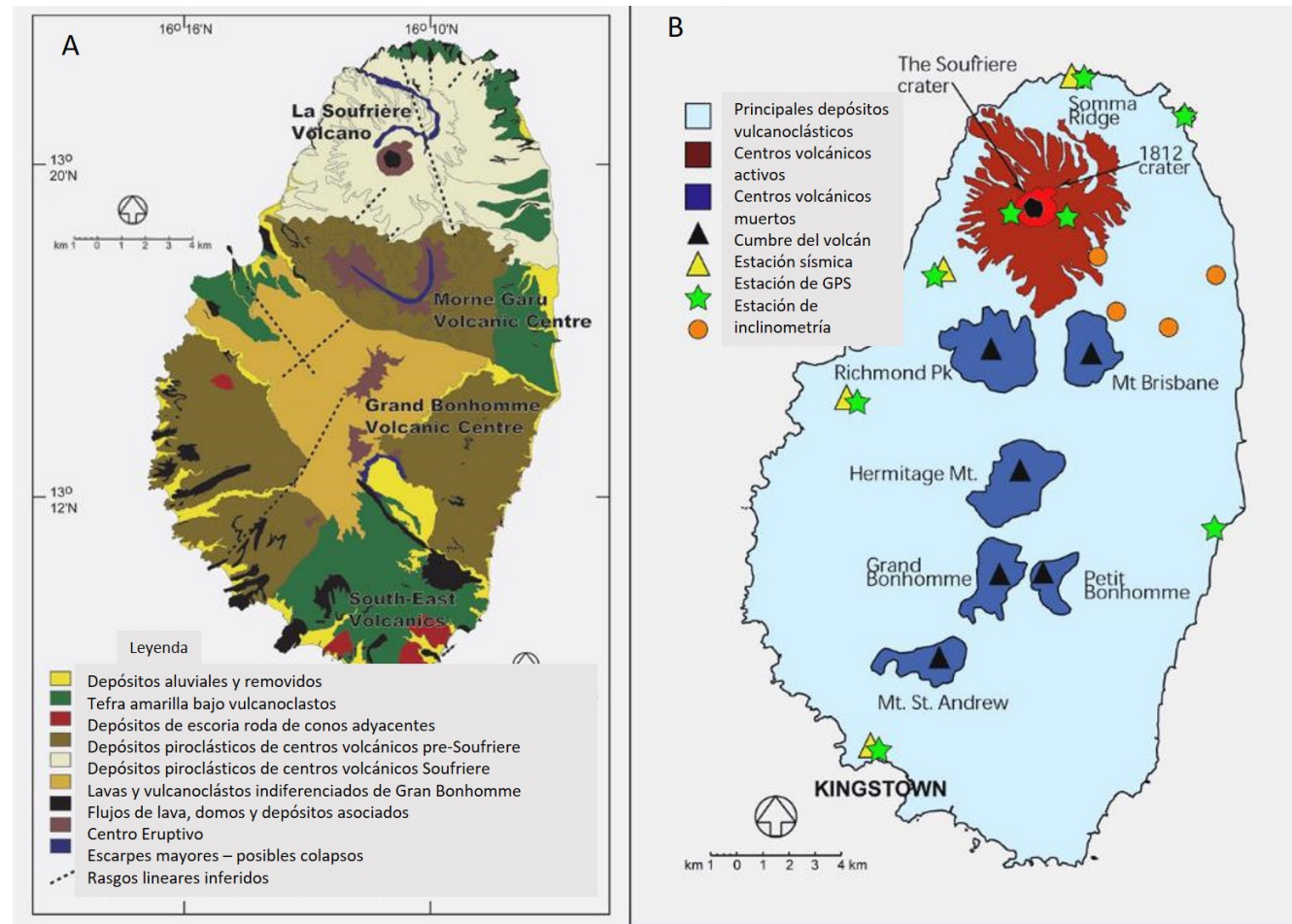


Figura 1. Mapa Geológico (A) y volcanes (B) de la isla San Vicente y estaciones de monitoreo. Fuente: SRC-UWI, 2024.

volcánica. En los alrededores del volcán hay escoria y ceniza volcánica de su última explosión en 1979.

El borde NE del pico del volcán, de 1,6 km de ancho, está cortado por un cráter (de 500 m de ancho y 60 m de profundidad) que se formó en 1812 (NEMO 2014). Un domo de lava creció en 1971 durante una actividad estrictamente efusiva formando una isla dentro del lago que se había creado en el cráter. Las erupciones explosivas de 1979 destruyeron el domo de 1971 y crearon un nuevo domo.

Atendiendo a esta configuración geólogo-geomorfológica, el peligro volcánico está distribuido en varias zonas de norte a sur de alto peligro a zona segura. Debido a los más de 40 años sin erupción, la parte norte ha incrementado su actividad socio-económica, así como su infraestructura, incrementando el riesgo ante una explosión o erupción del volcán.

La primera erupción conocida está fechada en 1718 con un número indeterminado de muertes, aunque fue catalogada de grande (Bennis y Venzke 2021). En 1812 otra gran erupción explosiva dañó la industria azucarera y provocó 80 muertes. Esto se repitió el 8 de mayo de 1902 con 1 565 muertes. Posteriormente se registraron grandes terremotos sin erupción. En 1971 una erupción moderada dañó el 40 % de la agricultura y se evacuaron entre 10 mil y 20 mil personas, pero no ocasionó muertes. La última gran erupción ocurrió el 14 de abril de

1979, cuando se evacuaron nuevamente 20 mil personas y se registraron dos muertes.

3. La explosión del 2021

Desde el 1 de noviembre de 2020 al 23 de diciembre de 2020 se registraron en el Centro de Investigaciones Sísmicas (SRC) de la Universidad de las Indias Occidentales (UWI), unos 126 sismos volcánicos en la estación localizada a 9 km del volcán (Latchman et al. 2021). Las autoridades incrementaron la red de estaciones y del 18 de enero al 4 de febrero se registraron 703 eventos. Esta actividad sísmica incrementó la percepción del riesgo y aumentó el nivel de información a la población, así como de procesamiento e interpretación de los datos obtenidos. También, se comenzaron los trabajos de búsqueda de información sobre este volcán y sobre la red de monitoreo existente. La inspección visual del cráter el 16, el 27 y el 29 de diciembre de 2020 notó cambios en la actividad fumarólica revelándose a partir del 27 de diciembre la creación de un domo satélite en el piso del cráter existente.

Esta erupción efusiva se extendió durante los meses de enero, febrero y marzo de 2021 con una tasa promedio de 1,9 metros cúbicos por segundo. El 19 de marzo el domo se estimó en 105 m de alto, 921 m de largo y 243 m de ancho con unos 13,13 millones de metros cúbicos. La figura 2 muestra el crecimien-

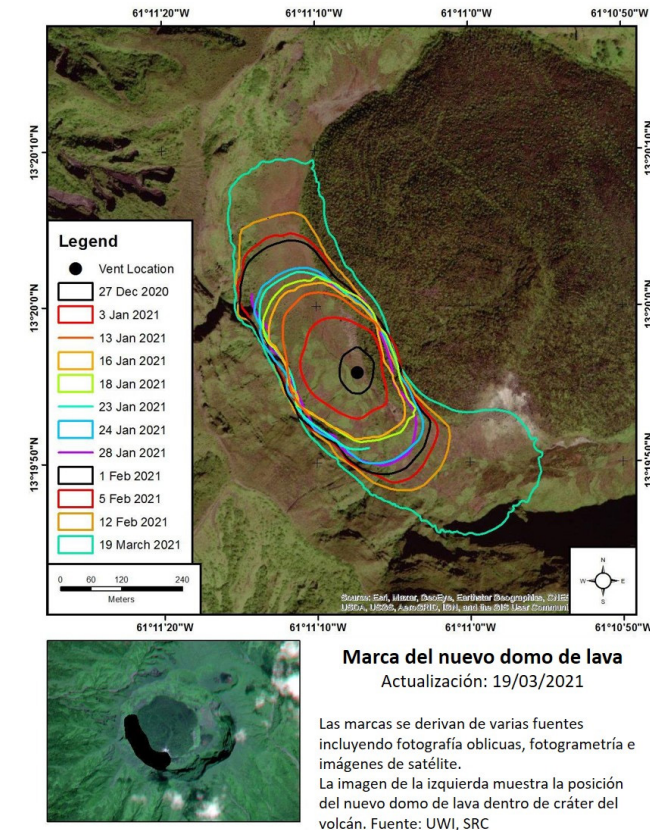


Figura 2. Marcas del nuevo domo de lava del volcán San Vicente. Fuente: SRC-UWI, 2024.

to del domo hasta ese día. A esta actividad efusiva la acompañó un incremento de emisión de gases tóxicos que dañaban la vegetación. Diariamente se emitían programas de televisión

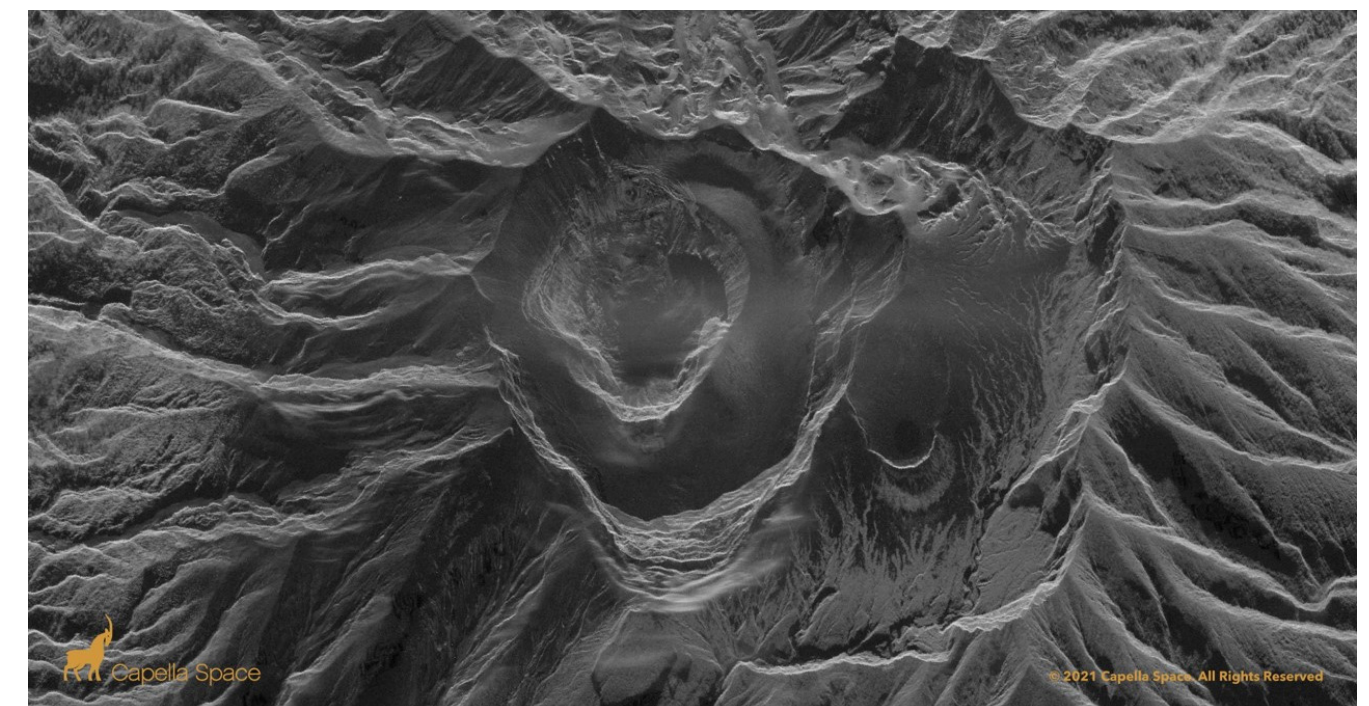


Figura 3. Imagen de radar de alta resolución del cráter del volcán el día 10 de abril de 2021 a las 12:10 p.m., un día después de la primera explosión. Fuente: Capella Space.

que se transmitían por las redes donde los expertos en sismología explicaban lo sucedido el día anterior y el Primer Ministro daba explicaciones sobre aspectos de la gestión del riesgo. Casi diariamente se emitían boletines por la Organización de Manejo de Emergencia Nacional (NEMO) del país, los cuales se publicaban en su perfil de Facebook.

El 23 de marzo la actividad sísmica cambió y a las 10:30 hora local, se registró un enjambre de sismos de baja frecuencia y alta duración que duró 45 minutos y fue interpretado como posible ascenso del magma debajo del domo. También a las 16:35 horas (hora local) se registraron sismos volcano-tectónicos perceptibles en varias localidades. Estos tipos de sismos fueron interpretados como una posible aproximación de actividad magmática explosiva, pero no se tenía certeza del momento en que podría ocurrir.

A inicios de abril el domo continuó creciendo en conjunto con la emisión de gases y esto tuvo reflejo en la actividad sísmica la cual también se incrementó. El 8 de abril se registraron emisiones de gases y vapor blanco de agua en la parte alta del cráter, en conjunto con temblores, indicando la presencia del magma cerca de la superficie. Varios episodios de sismos de diferentes tipos, la detección de emisión de ceniza y dióxido de sulfuro, así como la observación de un incremento notable del domo con material incandescente hizo que a las 18:30 horas (hora local) se subiera el nivel de alerta de naranja a rojo y se decidiera la evacuación entre 16 mil y 20 mil personas.

El 9 de abril a las 09:40 horas (hora local) se reportó la primera gran explosión, generándose una pluma de cenizas de 8 km de altura la cual se desplazó al ENE. Las cenizas dispersadas forzaron el cierre del aeropuerto internacional Argyle (20 km al sur) y a la noche de ese día la mayoría de la población ya estaba evacuada hacia el sur de la isla. La figura 3 muestra cómo

quedó modificado todo el cráter del volcán, desapareciendo su estructura anterior.

Otras explosiones ocurrieron a las 14:45 horas y 18:35 horas del 9 de abril y a las 03:30 horas, hora local, del 10 de abril, registrando el ascenso de las cenizas hasta 16 km de altura y alcanzando 1 200 km al ESE y 3 000 km al ENE. Esto provocó también el cierre del aeropuerto de Barbados. El 12 de abril a las 04:15 horas una explosión llegó hasta 12,8 km de altura y el 13 de abril a las 06:30 horas otra llegó hasta 11 km con una duración de 30 minutos. El mismo 13 de abril se registraron otras dos explosiones, a las 18:50 horas y a las 23:00 horas. Así, en los días venideros continuaron las explosiones hasta la última el 22 de abril a las 11:08 horas, que alcanzó 8 km de altura. Las cenizas provocaron lahares que alcanzaron velocidades de 33 km/h.

Estas erupciones estuvieron acompañadas de gran actividad piroclástica que provocó grandes pérdidas materiales en toda la zona norte de la isla con destrucciones totales de viviendas y puentes. El 21 de abril NEMO reportó 13 154 personas desplazadas.

Con la disminución de la actividad sísmica y al no registrarse otra explosión desde el 22 de abril, las autoridades disminuyeron el nivel de alerta el 6 de mayo y comenzó el proceso de evaluación de los daños.

4. Conclusiones

Durante todos esos meses el equipo de trabajo en Cuba se mantuvo activado las 24 horas. Se procesó la información que generaba el SRC de la UWI (<https://www.facebook.com/uwiseismic>), los boletines sobre el volcán que emitía NEMO (NEMO 2021) y la información que enviaba la Embajada de Cuba, la cual incluía las apreciaciones en el terreno de los especialistas cubanos. En encuentros periódicos organizados por el EMNDC de Cuba, se analizaban diferentes propuestas de acciones que eran posteriormente enviadas al personal cubano en San Vicente.

Los especialistas de San Vicente y otras Antillas Menores que llevaron el cabo el monitoreo de La Soufriere, realizaron un gran trabajo profesional que permitió incrementar el nivel de alerta y en consecuencia evacuar a la población antes de la erupción explosiva del volcán, evitando así pérdidas de vida.

Todo el personal cubano que cumplía misión estuvo a salvo con tiempo suficiente y se mantuvo permanentemente asesorado por especialistas de Cuba.

De la experiencia obtenida durante este trabajo el Estado Mayor Nacional de la Defensa Civil de Cuba propuso, y fue aprobado por el Presidente del Consejo de Defensa Nacional, la creación de un Sistema de Alerta Temprana para volcanes que permita conocer la actividad volcánica a nivel mundial con énfasis en los territorios donde Cuba tiene personal cumpliendo misión y en los territorios que por su cercanía a Cuba, pueden afectar el archipiélago por cenizas y gases.

5. Agradecimientos

Se agradecen las contribuciones de los especialistas del Centro Nacional de Investigaciones Sismológicas (CENAI) y del Dr.C. Manuel Iturralde-Vinent.

6. Referencias

- Bennis, K, Latch y Venzke E (eds) (2021) Report about Soufriere St. Vincent (San Vicente y las Granadinas), Bulletin of the Global Volcanism Network 46: 5. Global Volcanism Program, Smithsonian Institution, <https://doi.org/10.5479/si.GVP.BGVN202105-360150>
- Capella Space, <https://www.capellaspace.com/>, Accessed in 2021.
- Latchman J, Joseph EP, Robertson, REA, Lynch LL, Stewart R, Camjo-Harry M, Pascal K, Ryan G, Ramshingh C, Selman-Edwards S, Nath N, and Juman I (2021) 2022/11/01-2021/02/05 La Soufriere of St. Vincent Volcanic Unrest: Scientific Summary. Seismic Research Centre, The University of The West Indies, St. Augustine, Trinidad and Tobago, West Indies, pp. 8.
- NEMO, National Emergency Management Organization, Disaster Risk Reduction Country Profile: Saint Vincent and the Grenadines (2014). Ministry of National Security, Air and Sea Port Development, Kignstown, Saint Vincent and Grenadines, pp. 96.
- NEMO, National Emergency Management Organization, Bulletin of La Soufriere, Ministry of National Security, San Vicente and Grenadines, From February, 11 of 2021 till May, 6 of 2021. <https://www.facebook.com/nemosvg>
- SRC-UWI (2024), Seismic Research Centre, The University of West Indies, Island Profile, St. Vincent and The Grenadines, <https://uwiseismic.com/island-profiles/st-vincent-and-the-grenadines/>. Accessed: 2024/12/25



Reflexiones sobre la presentación de mapas de amenaza volcánica en Colombia a través del tiempo

María Luisa Monsalve (ORCID: 0000-0001-5056-3475)

Servicio Geológico Colombiano (SGC), Observatorio Vulcanológico de Manizales (SGC-OVSMA)

Avenida 12 de octubre 15-47 Manizales (Caldas), Colombia

Correo de contacto: mmonsalve@sgc.gov.co

Palabras claves: mapas de amenaza, Nevado del Ruiz, amenaza volcánica, amenaza probabilística, Colombia

Resumen

La erupción del volcán Nevado del Ruiz, el 13 de noviembre de 1985, marcó el inicio de los estudios vulcanológicos sistemáticos de monitoreo, evaluación de amenaza y elaboración de mapas de amenaza volcánica en Colombia. Desde el primer mapa de amenaza volcánica, erróneamente llamado mapa de riesgo volcánico, el Servicio Geológico Colombiano (SGC, anteriormente INGEOMINAS) trabaja en la implementación y actualización de la metodología para la evaluación de la amenaza y elaboración de mapas de amenaza volcánica, buscando que cumplan con criterios como: - Que muestren, de manera comprensible, las zonas amenazadas por fenómenos a generarse en erupciones futuras. - Flexibilidad para implementar en ambientes culturales, políticos y científicos diferentes. - Que sea una herramienta adecuada para Gestión de Riesgo. Las metodologías han incluido aspectos como severidad ponderada, distribución de fenómenos volcánicos basados en geología o simulaciones computacionales y zonificación de amenazas. En la actualidad, ante la necesidad expresada por algunos usuarios, se considera la evaluación de la amenaza probabilística y su representación.

1. Introducción

El volcanismo reciente en Colombia está relacionado con la subducción de la Placa de Nazca debajo de América del Sur y junto con el volcanismo ecuatoriano forma la Zona Volcánica del Norte de los Andes (Stern 2004). En Colombia, se han identificado tres segmentos volcánicos activos (Hall y Wood 1985; Monsalve – Bustamante 2020), distribuidos a lo largo de las cordilleras Central y Occidental (<https://www.sgc.gov.co/volcanes>).

Los mapas de amenaza volcánica de volcanes activos a nivel mundial varían en los criterios, la apariencia y propósito de la representación debido al alcance de la metodología usada para la evaluación de la amenaza, el contexto político y cultural, la preferencia subjetiva del diseño del mapa, etc. (<https://volcanichazardmaps.org/iavcei-2023-session-the-next-generation-of-volcanic-hazard-and-risk-maps/>). La base de datos de amenaza volcánica disponible en <https://volcanichazardmaps.org/the-diversity-of-volcanic-hazard-maps/> clasifica los mapas de acuerdo con varios aspectos, los cuales se pueden resumir en:

- Basados en la geología. Se tiene en cuenta la historia eruptiva del volcán.
- Cualitativos integrados. Presentan zonas de amenazas donde se integran los fenómenos volcánicos. Están basados en información geológica y/o simulaciones computacionales.

- Administrativos. Son mapas que, basados en las amenazas volcánicas, combina niveles de amenaza según las necesidades administrativas, zonificando en áreas y horarios de restricción de acceso en la zona de influencia volcánica.
- Basados en modelamiento. Tienen en cuenta un tipo de amenaza usando relaciones empíricas y/o herramientas de modelamiento-simulación, desde enfoques determinísticos o probabilísticos (probabilidad de ocurrencia de un fenómeno o probabilidad de afectación de un área por un fenómeno).

2. Los mapas de amenaza volcánica en Colombia

Aunque el volcán Nevado del Ruiz contaba con estudios geológicos, en el país no se llevaban a cabo trabajos vulcanológicos sistemáticos y, por lo tanto, no se contaba con el conocimiento de volcanes activos, monitoreo y evaluación de amenaza volcánica. A raíz de la reactivación de este volcán en 1984, el gobierno nacional creó, a comienzos de 1985, grupos de trabajo entre los cuales estuvo la comisión científica formada por INGEOMINAS (Instituto Nacional de investigaciones Geológico Mineras), CHEC (Central Hidroeléctrica de Caldas) e IGA (Instituto Geofísico de los Andes), quienes fueron encargados de determinar la probabilidad de una erupción, cuándo ocurriría y su magnitud. Como resultado del plan adoptado por el Ministerio de Minas en septiembre 16 de 1985, INGEOMINAS, CHEC y la Universidad de Caldas iniciaron la tarea de evaluar el “riesgo volcánico” (Hall 1990).

El mapa, que debía estar listo a principios de octubre de 1985, fue preparado de acuerdo con las recomendaciones hechas por la Organización de las Naciones Unidas para el Socorro en caso de Desastres UNDR0 (Crandell et al. 1984), y bajo los auspicios de UNDR0 y UNESCO representadas por los Dres. John Tomblin y Minard Hall. La información base para la elaboración del mapa incluía mapas geológicos regionales del área (Mosquera et al. 1976), información geotérmica y vulcanológica para el Nevado del Ruiz (Herd 1982; CHEC 1983; Thouret et al. 1985), mapas de amenaza existentes y experiencias en otros volcanes con comportamiento similar al esperado en el Nevado del Ruiz. El mapa de amenaza (mal denominado de “riesgo”) fue presentado en octubre 7 de 1985 y se acordó que INGEOMINAS (hoy Servicio Geológico Colombiano, SGC) revisaría el mapa y entregaría una versión más completa antes del 11 de noviembre del mismo año.

El mapa delimitaba zonas que podrían tener un “riesgo” alto por fenómenos como lavas y flujos de lodo (lahares), alto y moderado por fenómenos de flujos piroclásticos explosiones dirigidas y caídas de ceniza. Los eventos catastróficos del 15 de noviembre de 1985 afectaron áreas ubicadas dentro de la zona de amenaza de lahares que estaba indicada en las versiones de octubre de 1985 y noviembre de 1985 de los mapas de amenaza del volcán Nevado del Ruiz (fig. 1).

El desastre generado por la erupción del volcán Nevado del Ruiz despertó conciencia en el gobierno nacional y, mediante la Ley 919 de 1989 se consolidó el Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres (SNPAD, hoy Sistema Nacional de Gestión de Riesgo de Desastres SNGRD), asignando a INGEOMINAS el estudio de los volcanes activos de Colombia.

3. Actualización mapa de amenaza volcánica del volcán Nevado del Ruiz: mapas zonificados

Desde 1985 el grupo técnico encargado de la elaboración de los mapas de amenaza volcánica del SGC revisa la metodología de evaluación de amenaza y la representación de esta en los mapas. Parra y Cepeda (1990) presentan la primera actuali-

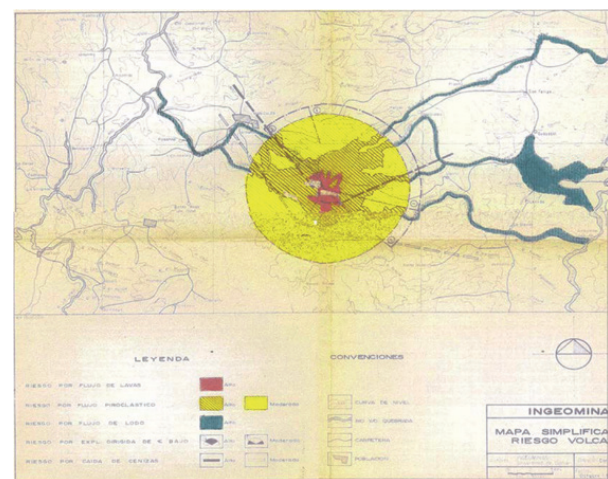


Figura 1. Izquierda. Mapa de amenaza volcánica del volcán Nevado del Ruiz presentado al gobierno Nacional en octubre de 1985, en gris áreas susceptibles a ser afectadas por lahares (Imagen: Archivo SGC). Derecha, vista parcial de la afectación en el sector de Armero (Imagen: Jeff Marso, USGS. https://d9-wret.s3.us-west-2.amazonaws.com/assets/palladium/production/s3fs-public/vhp_img5489.jpg).

zación del mapa de amenaza volcánica del volcán Nevado del Ruiz con base a una nueva metodología propuesta, denominada mapa de zonificación probabilística, utilizando los conceptos de severidad y severidad ponderada (fig.2 Izquierda).

Para este fin, se realizó un cálculo de la probabilidad de cada tipo de actividad volcánica, basado en la historia eruptiva del Nevado del Ruiz de los últimos 6 200 años. En esta metodología se selecciona como base un mapa de amenaza volcánica en el que es posible identificar diferentes zonas expuestas a distintos tipos de fenómenos volcánicos. A continuación, se calcula la probabilidad relativa de ocurrencia de cada tipo de fenómeno a partir de datos geológicos (número de erupciones consideradas), y se estima un grado de severidad para cada uno de los fenómenos en una escala arbitraria de uno a cinco, en la que: (1) indica daño parcial a los cultivos; (2) destrucción total de los cultivos, daño parcial a la propiedad; (3) destrucción de la propiedad, posibilidad de supervivencia; (4) no se considera diferencia entre supervivencia o muerte y (5) destrucción total, sin posibilidad de supervivencia.

La severidad ponderada se definió como la probabilidad relativa de ocurrencia de cada fenómeno multiplicada por su severidad. En este esquema, la severidad de los eventos catastróficos se mitiga por la pequeña probabilidad de que ocurran. Esta metodología fue utilizada en la elaboración de los mapas de amenaza de volcanes activos en Colombia hasta finales de la década de los 90 del siglo pasado y aunque era una aproximación a una representación de amenaza probabilística, se encontraron limitaciones en el sentido en que se consideraban fenómenos volcánicos independientemente del estilo o los estilos eruptivos del volcán, debido a que se mezcla probabilidad de ocurrencia con efectos de los fenómenos, entre otros.

4. Mapas de amenaza no zonificados

En 2002, se presenta el mapa de amenaza del volcán Cerro Machín (Méndez et al. 2002), adoptando una nueva metodología donde se muestran las áreas afectadas por cada uno de los fenómenos considerados y que se podrían presentar en una

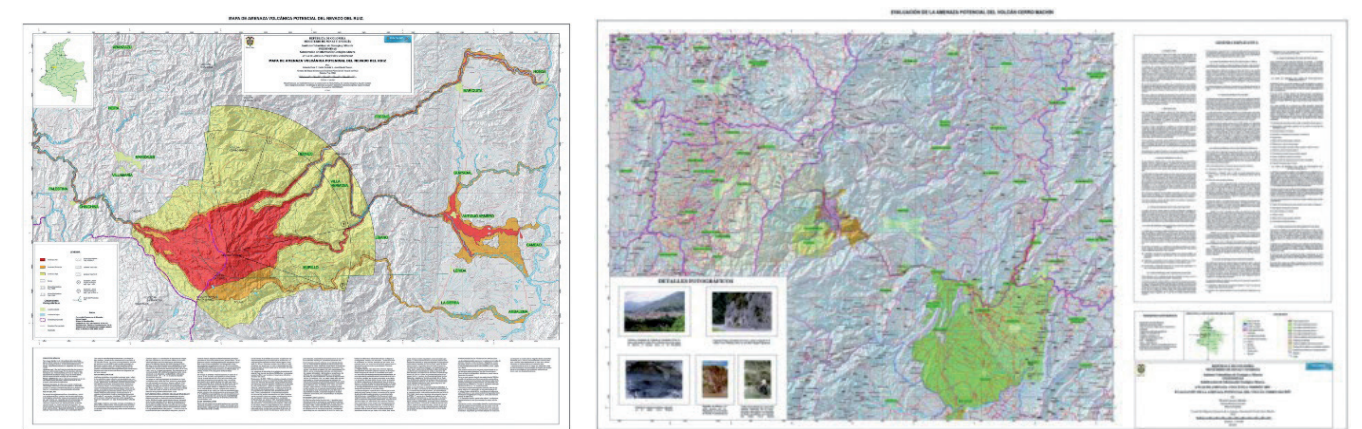


Figura 2. Izquierda: Mapa de amenaza volcánica del VNR con la metodología de Parra y Cepeda (1990). Rojo, amenaza alta; naranja, amenaza media y amarillo, amenaza baja. Derecha: Mapa de amenaza volcánica del volcán Cerro Machín (Méndez et al. 2002) no zonificado, mostrando las áreas que pueden ser afectadas por diferentes fenómenos en una erupción futura.

erupción futura, teniendo en cuenta la historia eruptiva del volcán y escenarios tomados de erupciones recientes de volcanes con comportamiento similar. Este mapa podía considerarse como un mapa de amenaza a corto término (fig. 2 Derecha).

El mapa no fue entendido por la comunidad ya que los mapas zonificados han sido ampliamente utilizados en Colombia para mostrar grados de amenaza para diferentes tipos de amenazas geológicas incluyendo las volcánicas. Quienes llevaron a cabo estudios de riesgo (Vega y Díaz, 2013) interpretaron los grados de amenaza sin un criterio geológico. El mapa de amenaza de este volcán se encuentra en actualización y una versión zonificada del mapa de 2002 se dio a conocer en 2022 (https://srvags.sgc.gov.co/JSViewer/Amenaza_volcanica_JS/).

5. Retomando los mapas de amenaza zonificados

A Partir de 2012 se priorizó la actualización de los mapas de amenaza elaborados anteriormente y se continuó con la elaboración de nuevos mapas de los volcanes activos. Para lo anterior se tuvo en cuenta el concepto de amenaza según la ley 1523 de 2012 (ajustada para amenaza volcánica): “peligro latente de que un evento de origen volcánico se presente con una severidad suficiente para causar pérdida de vidas, lesiones u otros impactos en la salud, así como también daños y pérdidas en los bienes, la infraestructura, los medios de sustento, la prestación de servicios y los recursos ambientales”. Adicionalmente, se introdujo el uso de nuevas herramientas de simulación computarizada, para la mayoría de los fenómenos volcánicos.

La evaluación de la amenaza para la elaboración de los mapas de amenaza volcánica se basa en estudios geológicos, geodinámicos, petrológicos y geofísicos que permitan la reconstrucción de la historia eruptiva del volcán, la identificación del o los estilos eruptivos, relación reposo/actividad, evolución, dinámica eruptiva y el conocimiento del sistema de alimentación volcánica, entre otros. Para alcanzar este objetivo se deben llevar a cabo estudios geológicos detallados, tener dataciones de los productos, análisis geoquímicos e isotópicos, tomografía, etc. Dependiendo del grado de conocimiento

del volcán se tendrá una mejor aproximación a las amenazas que representa el volcán en su área de influencia.

Adicionalmente, con el fin de tener un mejor conocimiento sobre el comportamiento del volcán y sus efectos, se lleva a cabo el análisis de la actividad histórica, se consideran estudios de geoarqueología, se plantean escenarios basados en la historia eruptiva del volcán (y de otros volcanes a nivel mundial que presenten similitudes con su estilo eruptivo), y se tiene en cuenta la actividad actual si se encuentra monitoreado.

Con los resultados obtenidos se escogen los parámetros para llevar a cabo las simulaciones computacionales de los fenómenos volcánicos considerados, de acuerdo con la interpretación de la amenaza que se asocie al volcán, y se elabora el mapa de amenaza volcánica con su memoria e informes que incluyen los resultados de la evaluación de amenazas y de las simulaciones.

De acuerdo con el grado de afectación de los fenómenos volcánicos considerados, el mapa de amenaza muestra una zona de amenaza alta en color rojo, que corresponde a zonas que pueden ser afectadas por uno o varios fenómenos volcánicos al mismo tiempo, o fenómenos volcánicos individuales que provocan arrasamiento total como son los flujos piroclásticos, caídas piroclásticas mayores de 10 cm de espesor y lahares, entre otros. En general, se toma como escenario eruptivo de referencia para la simulación de los fenómenos volcánicos el mayor escenario, de acuerdo con el estilo predominante en la historia geológica eruptiva del volcán.

6. Discusión y conclusiones: ¿Mapas probabilísticos?

En algunos países se presentan mapas de amenazas (también denominados de peligros) con un enfoque probabilístico. Estos muestran ya sea zonas categorizadas de acuerdo con la mayor o menor ocurrencia de ciertos fenómenos volcánicos o zonas más expuestas a fenómenos individuales (<https://volcanichazardmaps.org/the-diversity-of-volcanic-hazard-maps/>). El SGC trabaja actualmente en buscar la mejor manera de evaluar la amenaza de manera probabilística y su representación en mapas de amenaza, analizando diferentes metodologías.

Este trabajo propone tener en cuenta algunos aspectos para la evaluación de la amenaza:

- Las erupciones volcánicas son muy complejas. En ellas se generan varios fenómenos (tanto directos como indirectos) de manera aislada o simultánea. El tiempo de reposo de los volcanes varían desde pocos años a siglos o miles de años dependiendo, entre otros, del o los estilos eruptivos, el contexto tectónico y su evolución. La reactivación de un volcán se detecta mediante el monitoreo volcánico o por observación de actividad superficial por parte de comunidad cuando no se cuenta con monitoreo: una vez se supera la línea base de actividad considerada para un volcán específico, según el estilo eruptivo del volcán, su actividad eruptiva puede durar, de manera intermitente, años, décadas e inclusive cientos de años, presentando varias fases eruptivas con escalas diferentes de tiempo y magnitud.
- Connor et al. (2015) presentan metodologías para pronosticar erupciones y sus efectos potenciales. Los pronósticos de erupciones se expresan en términos de probabilidad del momento de las erupciones volcánicas, sus posibles ubicaciones, magnitudes y productos, los cuales deben articularse en términos de evaluaciones de amenaza volcánica, generalmente contempladas a largo plazo, basadas principalmente en la distribución y la naturaleza de los eventos volcánicos pasados.
- La evaluación de la amenaza es una interpretación basada en el conocimiento que se tenga del volcán. El mapa de amenaza debe garantizar la agilidad y facilidad del uso de los resultados allí consignados. Existen dos maneras principales para abordar las amenazas volcánicas: el enfoque probabilístico, para cuantificar la probabilidad de ocurrencia de una erupción y sus amenazas, y el determinista o de escenarios, que considera estilos específicos de erupciones y amenazas sin considerar probabilidades. Para Marzocchi y Bebbington (2012), el primero puede cuantificar mejor el rango de posibilidades y su probabilidad, pero tiene una alta dimensionalidad y, en consecuencia, es difícil de comunicar.
- Algunos métodos para la evaluación probabilística de la amenaza volcánica contemplan la probabilidad de ocurrencia de diferentes fenómenos con diferentes grados de magnitud (ya sea basados en la historia eruptiva del volcán, actividad histórica e instrumental) de una manera general. Esta información es útil para planificación del territorio a corto plazo. Sin embargo, una vez se reactive el volcán, la probabilidad de ocurrencia de los fenómenos cambiaría, lo cual se debe tener en cuenta para una planificación a largo plazo.
- Los cálculos de probabilidad podrían considerar, independientemente, la probabilidad de ocurrencia de una erupción (entendiéndose como erupción los eventos y fenómenos volcánicos que pueden ocurrir durante un intervalo de tiempo al reactivarse un volcán) y estar basada en la interpretación según el registro geológico, historia evolutiva y comportamiento del volcán, información que puede ser incluida en la memoria del mapa de amenaza a largo término. Estos dan a conocer el volcán, su comportamiento y efectos, tanto a autoridades como comunidad asentada en su área de influencia.

- El monitoreo volcánico y estados de alerta dan a conocer la reactivación de volcán. Contar con mapas a “corto término” que contemplen la probabilidad de ocurrencia de diferentes fenómenos según el estilo eruptivo del volcán, la probabilidad de las áreas de ser impactadas por ellos y el grado de afectación permitiría tener una mayor información para la elaboración de planes de emergencia y atención de la crisis volcánica.
- Algunas veces, para los cálculos de probabilidad de los fenómenos en una erupción, se plantea la probabilidad de ocurrencia de estos, teniendo en cuenta una ventana de tiempo correspondiente a la del registro histórico y/o instrumental, la cual no representa la historia eruptiva ni el estilo o los estilos eruptivos del volcán. Particularmente, la ventana instrumental puede corresponder solamente a fases eruptivas dentro del tiempo de actividad eruptiva lo cual puede disminuir la probabilidad de ocurrencia de algunos fenómenos.
- Por último, siempre se debería considerar lo expresado por Steven Bailey, del Condado de Pierce, exdirector de manejo de emergencias de Washington: “Lo llamamos baja probabilidad, alta consecuencia: Es una baja probabilidad de que va a ocurrir en nuestra vida. Pero si lo hace, las consecuencias van a ser enormes.”

7. Referencias

- CHEC (Central Hidroeléctrica de Caldas S.A.) (1983). Investigación geotérmica Macizo Volcánico del Ruiz: Fase II, Etapa A, I, 228 p. Manizales.
- Crandell, DR, Booth, B, Kusumadinata, K, Shimozuru, D, Walker, GPL and Westercamp, DL (1984). Source-book for Volcanic-Hazards Zonation. UNESCO, Paris, 97 p.
- Connor, C; Bebbington, Mark S; and Marzocchi, Warner (2015). Probabilistic Volcanic Hazard Assessment, in H. Sigurdsson (Ed.), The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition), Academic Press, pp. 897-910. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00051-1>
- Hall, ML & Wood, CA (1985). Volcano-tectonic segmentation of the northern Andes. *Geology*, 13 (3): 203-207. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1985\)13<203:VSOTNA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1985)13<203:VSOTNA>2.0.CO;2)
- Hall, ML (1990). Chronology of the principal scientific and governmental actions leading up to the November 13, 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, pp. 101-115
- Marzocchi, W, Bebbington, MS (2012). Probabilistic eruption forecasting at short and long time scales. *Bull Volcanol* 74, pp. 1777-1805. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0633-x>
- Méndez, RA, Cortés, GP & Cepeda, H (2002). Evaluación de la amenaza volcánica potencial del Cerro Machín (departamento del Tolima, Colombia). Ingeominas, unpublished report, pp. 65 Manizales.
- Parra, E y Cepeda, H (1990). Volcanic hazard maps of the Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42 (1-2): 117-127. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90073-0](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90073-0)
- Stern, CR (2004). Active Andean volcanism: Its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31 (2): 161-206. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>
- Vega, L. y Díaz, F. (2013). Evaluación integral del riesgo volcánico del Cerro Machín, Colombia. *Investigaciones Geográficas, Boletín del Instituto de Geografía, UNAM. México. ISSN 0188-4611, Núm. 81, pp. 66-78*

Aspectos relevantes de la actividad del volcán Nevado del Ruiz 1985-2025

Lina Marcela Castaño (ORCID: 0000-0002-4209-2295), John Makario Londoño (ORCID: 0000-0003-1805-6048)

Servicio Geológico Colombiano, Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, Colombia

Correo de contacto: lmcastano@sgc.gov.co

Palabras claves: Nevado del Ruiz, monitoreo, gestión del riesgo volcánico, apropiación social del conocimiento, crisis volcánica

Resumen

Este trabajo analiza los aspectos más relevantes del volcán Nevado del Ruiz durante los últimos casi 40 años, tomando como punto de partida la devastadora erupción del 13 de noviembre de 1985. Se analizan los avances en el sistema de monitoreo, que evolucionó desde una red básica hasta un sistema multiparamétrico moderno con transmisión en tiempo real. También, se examina el desarrollo de la gestión del riesgo volcánico y la búsqueda de la apropiación social del conocimiento geocientífico. Finalmente, se analiza y evalúa la actividad volcánica y sus implicaciones. El análisis destaca al Nevado del Ruiz como un referente en la vulcanología a partir de las lecciones aprendidas y de los avances realizados durante algunas de sus crisis volcánicas. La experiencia acumulada ha permitido desarrollar un enfoque integral que combina el monitoreo avanzado, la evaluación de las amenazas volcánicas y la participación de las comunidades en la gestión del riesgo volcánico en Colombia.

1. Introducción

El volcán Nevado del Ruiz (VNR), ubicado en la cordillera Central de Colombia a unos 140 km al noroeste de Bogotá D.C., es el volcán más activo de Colombia. Con una altitud de 5 321

m s. n. m. presenta una cobertura glaciara de 7,7 km² (Ceballos Liévano et al. 2024). Este volcán de tipo compuesto y poligenético, con su cráter activo conocido como Arenas, forma parte del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz junto con los

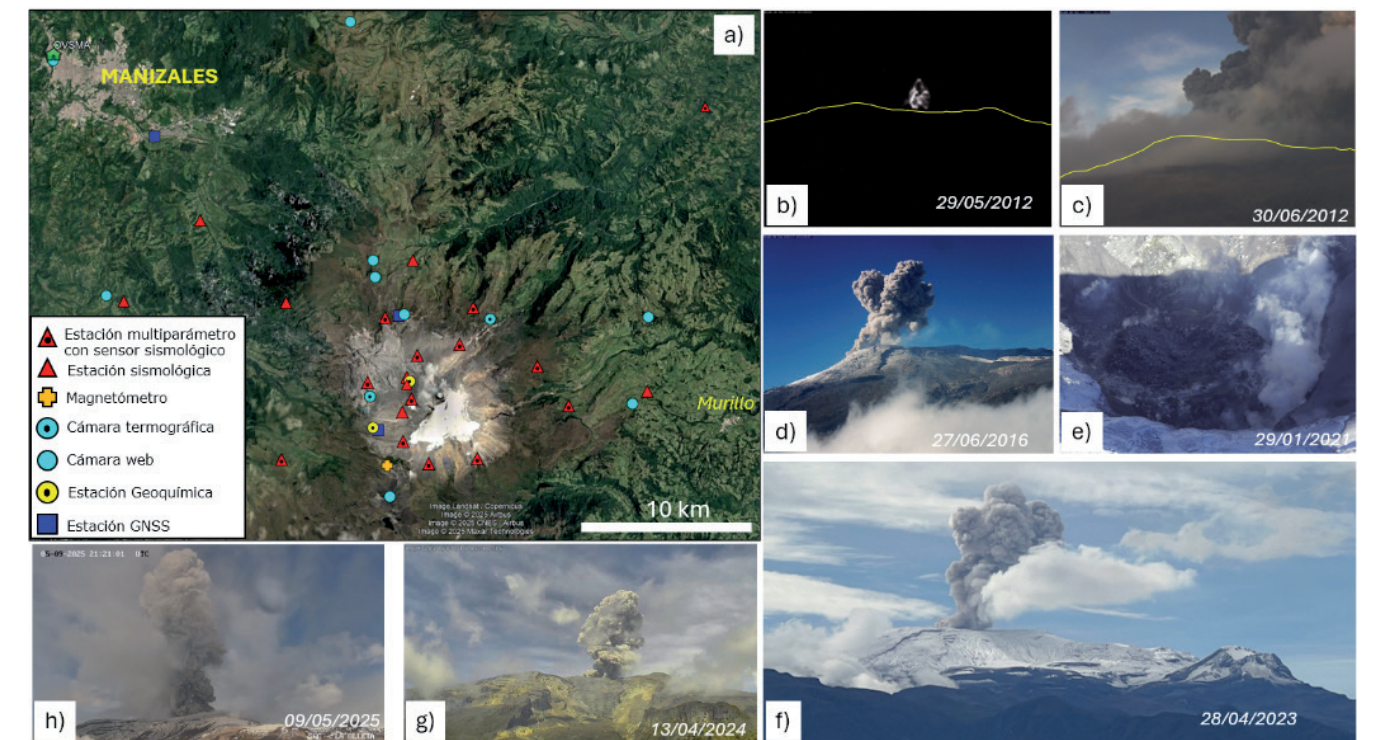


Figura 1. Volcán Nevado del Ruiz: a) Red monitoreo actual. Los íconos con puntos en el centro representan estaciones multiparámetro (estaciones que están integradas por dos o más sensores de distintas disciplinas de monitoreo). b) y c) Erupciones freáticas ocurridas en 2012. d), g) y h) Fotografías de emisiones de ceniza (erupciones pequeñas) registradas entre 2016 y 2025 obtenidas a través de las cámaras de monitoreo. e) Domo de lava en el fondo del cráter Arenas, imagen compuesta por varias fotografías captadas durante el sobrevuelo realizado en 2021. f) Emisión de ceniza registrada durante la crisis de 2023, fotografía tomada desde Manizales con un dispositivo celular por personal del observatorio.

volcanes inactivos La Olleta, Piraña, Nereidas y otros centros eruptivos menores (Martínez et al. 2014; Ceballos-Hernández et al. 2020). Su historia eruptiva incluye varios eventos históricos en los que se destacan los eventos de 1595, 1845 y 1985 que causaron cerca de 100, 1000 y 25 000 pérdidas humanas, respectivamente, debido a los grandes volúmenes de lahares generados, (Calvache 1990, Ceballos-Hernández et al. 2020). La erupción del 13 de noviembre de 1985 marcó un punto de inflexión en la comprensión y gestión del riesgo volcánico, no solo en Colombia sino a nivel mundial, representando uno de los casos más aleccionadores en la historia de la vulcanología moderna. Desde entonces, la importancia del Nevado del Ruiz ha trascendido su condición como fenómeno geológico, convirtiéndose en un elemento central para la identidad cultural y el desarrollo socioeconómico de la región.

Este trabajo examina la evolución de diversos aspectos relacionados con el volcán a lo largo de los casi 40 años transcurridos desde la trágica erupción de 1985, analizando los avances logrados en múltiples ámbitos, así como las lecciones aprendidas en cada una de las crisis volcánicas que han contribuido al conocimiento y a la gestión del riesgo volcánico en el país.

2. Evolución del sistema de monitoreo

Después de la reactivación del VNR a finales de 1984, el monitoreo del volcán fue iniciado de manera informal por la comunidad científica local a través de visitas periódicas al área. En marzo de 1985, se formalizaron las actividades de monitoreo con la creación de la Comisión Técnica de Vigilancia del Riesgo Volcánico y Sísmico, mediante el decreto 079 del 4 de marzo de 1985 expedido por la alcaldía de Manizales. Durante este periodo, se realizaron algunas mediciones geoquímicas y observación de cambios superficiales. Además, se contó con la visita de varios científicos extranjeros, quienes pusieron en evidencia la necesidad urgente de implementar una red de vigilancia. (UM 2006).

El 19 de julio de 1985 se instaló la primera red sísmológica en el VNR, consistente en cuatro estaciones portátiles análogas sin transmisión en tiempo real. Entre agosto y octubre, la red fue reconfigurada y ampliada con dos estaciones sísmológicas más, sin embargo, una de ellas solamente operó durante pocos días. Esta red funcionaba con papel ahumado, que debía ser cambiado cada 24 horas, lo que implicaba un mantenimiento constante y asistencia permanente de personal en campo. El primer registro telemétrico se obtuvo el 16 de noviembre, después de la erupción del 13 de noviembre (INGEOMINAS 1991, UM 2006).

Luego de la tragedia del 13 de noviembre de 1985, fue imperante el fortalecimiento del monitoreo volcánico. El 1 de abril de 1986 se creó el primer observatorio, denominado Observatorio Vulcanológico de Colombia (hoy Observatorio Vulcanológico y Sísmológico de Manizales), operado por el Servicio Geológico Colombiano (SGC, antes INGEOMINAS), marcando el inicio formal y oficial del monitoreo volcánico sistemático en el país. Desde entonces, el monitoreo volcánico comenzó a desarrollarse significativamente con la telemetría de las

estaciones sísmológicas y la incorporación de mediciones regulares para el monitoreo geoquímico (gases volcánicos y fuentes termales) y geodésico (deformación de la superficie volcánica).

2.1. Sistema actual de monitoreo.

El sistema ha evolucionado hasta convertirse en una red equipada con tecnología digital y telemétrica que permite la adquisición y análisis de datos en tiempo real. Esta transformación ha fortalecido las capacidades de monitoreo, no sólo para el volcán Nevado del Ruiz sino también para las otras 24 estructuras volcánicas activas que se monitorean en Colombia.

Para 2025, el VNR es el volcán más monitoreado de Colombia y cuenta con una red instrumental compuesta por aproximadamente 80 sensores especializados distribuidos en 39 estaciones, de las cuales 18 son de tipo multiparámetro (estaciones provistas con dos o más sensores). Estas estaciones integran equipos de las distintas disciplinas científicas del monitoreo volcánico, incluyendo sísmología, geodesía, geoquímica, geofísica (magnetometría), observación visual y térmica, entre otras.

Asimismo, se han desarrollado aplicaciones informáticas por personal del SGC para procesamiento primario utilizadas en la clasificación y análisis básico de las señales sísmicas, almacenamiento de la información, localización de sismos entre otros, que han permitido el reporte oportuno de cualquier cambio en la actividad del volcán.

Además de estas redes de sensores y aplicaciones informáticas, se cuenta con un equipo de profesionales altamente capacitados que trabajan en turnos de ocho horas, las 24 horas del día, los siete días de la semana. Estos profesionales se encargan del procesamiento primario de la información obtenida mediante las redes, y en conjunto, con un grupo de expertos de las diferentes disciplinas de monitoreo realizan la evaluación integral y el diagnóstico de la actividad volcánica cada semana o cuando la situación lo amerite, de acuerdo con un protocolo de actuación. Esto evidencia el fortalecimiento en la capacidad de respuesta ante cualquier eventualidad en el fenómeno volcánico en la región después de casi 40 años.

La figura 1 muestra la localización del VNR y su red de monitoreo actual.

3. Gestión del riesgo volcánico y búsqueda de la apropiación social del conocimiento geocientífico

La gestión del riesgo volcánico en Colombia, al igual que el monitoreo volcánico, comenzó a gestarse desde la reactivación del volcán Nevado del Ruiz (VNR). Durante esa etapa inicial, se llevaron a cabo talleres, reuniones, foros y seminarios centrados en el riesgo volcánico y los desastres asociados. Asimismo, se formularon planes especiales de emergencia y se emitieron reportes de alerta temprana. Estas acciones fueron promovidas por diversas instituciones, empresas y la comunidad a nivel local, entre ellos, cuerpos operativos (Defensa Civil, Cruz Roja, Policía), universidades, empresas privadas

como la Central Hidroeléctrica de Caldas (CHEC), la Alcaldía de Manizales y la Comisión de Estudios Vulcanológicos de la Comunidad Caldense de Manizales, entre otras (UM 2006).

El VNR hizo una primera erupción pequeña el 11 de septiembre de 1985, la cual generó la caída de ceniza en la ciudad de Manizales. Ante la creciente actividad volcánica del VNR y la preocupación de las autoridades y la comunidad local por la posibilidad de una erupción de gran magnitud, las autoridades nacionales solicitaron al Servicio Geológico Colombiano (antes INGEOMINAS) la elaboración del primer mapa de amenaza volcánica, erróneamente denominado en ese momento como “mapa de riesgo volcánico”. Este mapa realizado entre septiembre y octubre de 1985 fue incluso publicado en periódicos de circulación nacional antes de la erupción de noviembre de 1985 pero la comunidad en general, le restó importancia debido al poco conocimiento que se tenía del fenómeno volcánico (UM 2006). Posteriormente, este mapa fue actualizado en 1987 (Parra et al. 1987) y en 2015 (SGC 2015). Esta última versión es actualmente la vigente, aunque se encuentra en proceso de actualización, específicamente en lo relacionado con la amenaza por lahares.

La erupción del 13 de noviembre de 1985 inició con una primera fase eruptiva alrededor de las tres de la tarde, con reporte de caída de piroclastos en varios municipios del Departamento del Tolima, ubicado en el centro de Colombia. Posteriormente, cerca de las 9:15 p. m. (hora local) de la noche se produjo la fase más intensa de la erupción con varios pulsos, y la cual duró entre 90 y 105 minutos (Londono y Galvis, 2018). Esta erupción produjo flujos piroclásticos que derretieron parte de la capa glaciaria del volcán y se incorporaron a las corrientes de varios de los ríos que nacen en las faldas del volcán, generando flujos de lodo (lahares) que descendieron por los cañones y luego se esparcieron en tierras bajas. Particularmente, los flujos provenientes de los ríos Lagunilla y Azufrado (en el flanco oriental y nororiental del volcán), en el municipio de Armero (Tolima), causaron prácticamente la destrucción de la localidad y la muerte de más de 20 mil personas. Por otra parte, los flujos de lodo provenientes del río Claro (en el flanco occidental del volcán) arrasaron con caseríos y barrios en los municipios de Villamaría y Chinchiná (Caldas), generando la muerte a más de mil personas. La columna eruptiva alcanzó más de 20 kilómetros de altura y las cenizas se dispersaron a miles de kilómetros, llegando al océano Pacífico (Krueger et al. 1990) y a los Andes Venezolanos (Mariño et al. 2018).

En 1988, tres años después de la erupción del Nevado del Ruiz, se creó el Sistema Nacional para la Prevención y Atención de Desastres (SNPAD), como el primer esfuerzo institucional del Estado colombiano para organizar la gestión del riesgo en el país. Sin embargo, con el paso del tiempo, diversos desastres locales y nacionales adicionales a la tragedia de Armero (1985) evidenciaron las debilidades estructurales existentes en los procesos de prevención, preparación, respuesta y recuperación frente a emergencias y desastres. Estas limitaciones, sumadas a la necesidad de contar con un sistema más unificado, articulado y alineado con los estándares internacio-

nales para la reducción del riesgo, dieron paso en 2012 a la adopción de un nuevo marco legal: la Ley 1523 de 2012. Esta ley, que sigue vigente en 2025, dio origen al Sistema Nacional de Gestión del Riesgo de Desastres (SNGRD) y representa un hito en la consolidación de una gestión del riesgo más integral, coordinada y efectiva en Colombia.

En cuanto a la búsqueda de la apropiación social del conocimiento geocientífico, la experiencia del VNR ha demostrado que la vulcanología debe cumplir una función social que exige de tiempo, continuidad y cercanía con las comunidades afectadas por este fenómeno natural. Si bien se realizaron múltiples esfuerzos técnicos durante los meses posteriores a los primeros signos de reactivación del VNR en 1984, el tiempo no fue suficiente para lograr que las comunidades comprendieran y aceptaran que enfrentaban un riesgo inminente (Cortés Jiménez y Castaño Vasco, 2023). En este sentido, el SGC, frente a la reactivación del VNR en 2010 y las erupciones menores de 2012, enfocó sus esfuerzos en fortalecer la interacción con diferentes actores regionales, nacionales e internacionales involucrados en la gestión del riesgo volcánico, y continúa trabajando en esta línea al día de hoy. Esto se ha basado en una participación y comunicación bidireccional que promueve la coproducción y la corresponsabilidad, logrando posicionar actualmente algunas estrategias, como es el caso de la “Bienal nacional de niños, niñas y jóvenes que viven en zonas de riesgo volcánico”, como una de las acciones clave para fortalecer los procesos educativos de quienes constituyen el presente y el futuro de la gestión del riesgo volcánico en Colombia: Los niños, niñas y jóvenes (Cortés Jiménez y Castaño Vasco, 2023).

En 2023, el nivel de actividad del VNR fue elevado a naranja debido a la crisis registrada entre finales de marzo y junio. Ante esta situación, el equipo técnico y de comunicaciones del SGC desarrollaron una estrategia para divulgar la información con un fuerte componente en redes sociales y cobertura a nivel local y nacional, y así llegar a un mayor número de personas. Esta estrategia resultó exitosa, ya que permitió llegar al público general con información clave, de manera oportuna y en un lenguaje simple. Además, logró poner el tema volcánico en la agenda pública consolidando al SGC como fuente oficial en Colombia sobre el estado de los volcanes, con voceros oficiales, manejo organizado de los periodistas y contenidos pedagógicos (Londoño et al. 2024). Posterior a esta crisis, en septiembre de 2023, el SGC adoptó un nuevo esquema de medición de la actividad volcánica, categorizándola en términos de “estados de alerta” en lugar de “niveles de actividad”, como se había utilizado desde 2004. Este cambio tuvo como propósito alinearse con los estándares internacionales y con la normativa nacional en materia de gestión de riesgo volcánico.

4. Actividad volcánica 1985- 2025.

La actividad del volcán Nevado del Ruiz, desde su reactivación hasta la actualidad, puede ser diferenciada en tres periodos generales, con base en su comportamiento, así como en los datos obtenidos del seguimiento instrumental de su actividad:

-Período 1984-1991: Reactivación y erupciones mayores. Este período de actividad corresponde a la reactivación del VNR, la cual incluye las erupciones de mayor tamaño registradas hasta la fecha desde dicha reactivación. Entre las que se destacan: la erupción del 11 de septiembre de 1985, la erupción del 13 de noviembre de 1985, las erup-

ciones menores entre 1986 y 1988 y la erupción del 1 de septiembre de 1989. Este período se caracterizó por una actividad freatomagmática, acompañada de cambios importantes evidenciados en todos los parámetros monitoreados en esa época.

-Período 1991-2010: Fase de estabilidad relativa. A partir

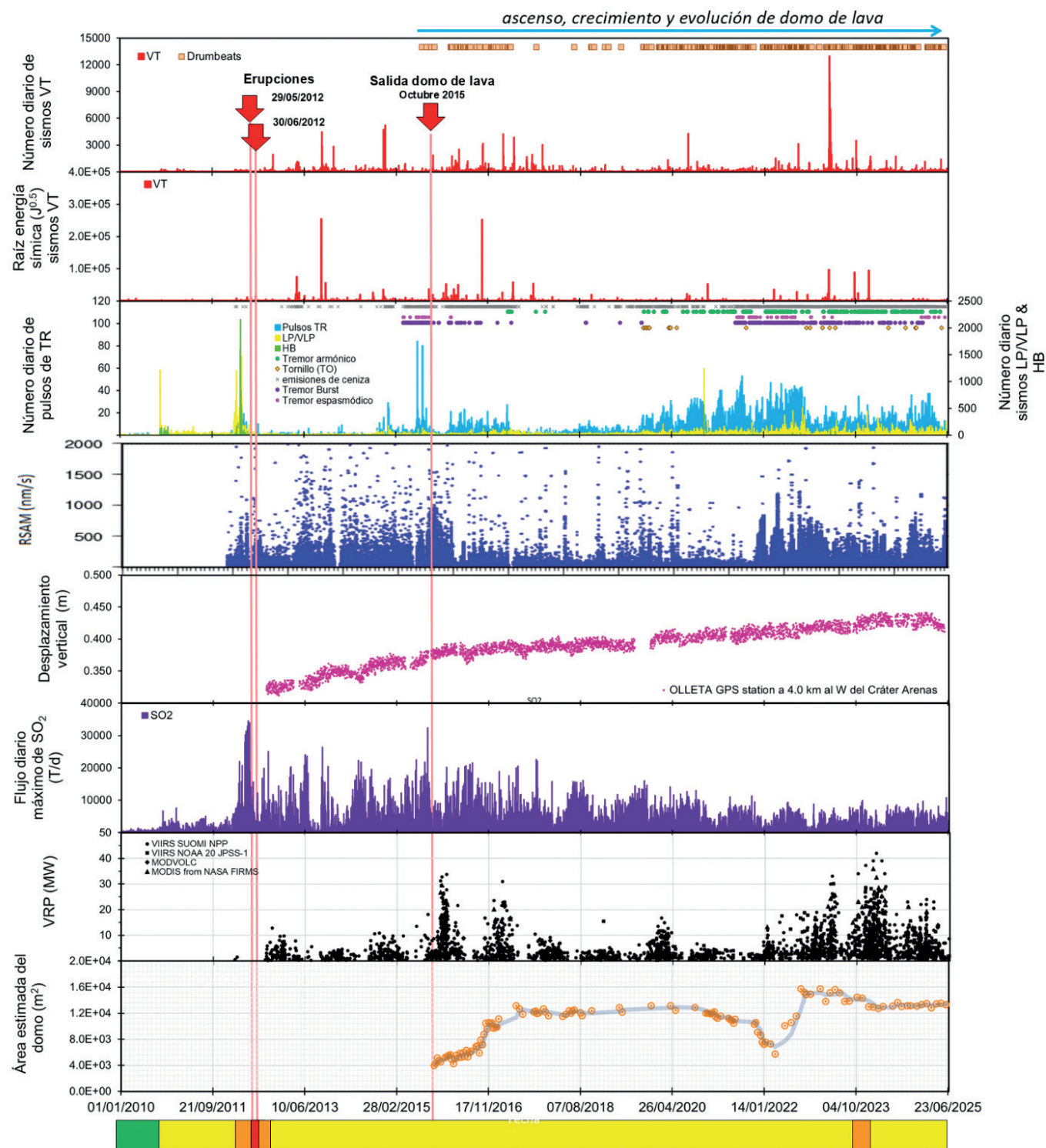


Figura 2. Gráfica multiparámetro de los principales parámetros monitoreados en el volcán Nevado del Ruiz desde 2010. Líneas rosadas indican las erupciones más relevantes registradas durante esta época. En la parte inferior se muestran en colores los estados de actividad que ha tenido el volcán.

de 1991, el volcán entró en un período de relativa estabilidad en los parámetros monitoreados, asociado con una disminución de su actividad, especialmente con el cese de emisiones de ceniza. No obstante, se presentaron algunos aumentos temporales de la actividad en 1994, 1995 y entre 2002 y 2003, los cuales fueron particularmente asociados a crisis sísmicas. Entre 2007 y 2009 se evidenció un cambio importante en la actividad, caracterizado por variaciones en la sismicidad y la deformación.

-Período 2010-2025. Aumento de la actividad y proceso eruptivo actual. A partir de 2010, el VNR experimentó un cambio drástico en su actividad, interrumpiendo varias décadas de estabilidad. Este cambio marcó el inicio de una nueva etapa de actividad volcánica que ha estado caracterizada por variaciones temporales en los diferentes parámetros monitoreados, así como por fluctuaciones de mayor o menor intensidad en su actividad, lo que refleja el comportamiento inestable del volcán por más de una década. En la figura 2 se puede evidenciar dicha variabilidad a través de las series de tiempo de los principales parámetros monitoreados permanentemente en el VNR. Como se aprecia en la figura, la reciente etapa comenzó en octubre de 2010 con un aumento en la sismicidad, principalmente asociada al movimiento de fluidos al interior de los conductos volcánicos, acompañada por un incremento en la desgasificación de dióxido de azufre (SO_2). Posteriormente, a principios de 2012, se observó un aumento aún mayor en ambos parámetros y los primeros cambios en la deformación, así como el reinicio de las emisiones de ceniza. Seguido, a mediados del mismo año, ocurrieron dos erupciones freáticas con tamaños similares a los registrados entre 1986 y 1988 (alturas de columna de 5 a 10 km).

Entre 2011 y 2012 también se observaron cambios importantes en la deformación y en la desgasificación de SO_2 . Mientras tanto, entre 2013 y 2014, además de continuar estos cambios, se registraron incrementos sísmicos importantes de tipo volcánico-tectónico, algunos con sismos de magnitud considerable que incluso fueron reportados como sentidos en el área de influencia volcánica.

A finales de 2014 comenzó a registrarse tremor volcánico y otras señales sísmicas, también asociadas a la dinámica de fluidos al interior de los conductos volcánicos, la cuales aumentaron en intensidad y energía durante 2015 y 2016. Este aumento marcó el proceso que dio lugar, a finales de 2015, al emplazamiento de un domo de lava en el fondo del cráter Arenas, seguido de una fase de crecimiento de dicho domo durante 2016. Desde entonces, a partir del seguimiento satelital, el domo de lava ha mostrado cambios menores, excepto entre mediados de 2020 y finales 2022 cuando su morfología cambió de una forma regular a una irregular, la cual prevalece hasta el momento. Esto se evidencia en los datos estimados de su área (fig. 2). Dichos cambios en la forma del domo estuvieron acompañados por una intensificación de la sismicidad asociada al movimiento de fluidos como tremor volcánico y explosiones pequeñas, y también por aumento en los niveles de energía de las anomalías térmicas.

En 2023, después de un descenso importante en la actividad de fluidos, se presentó un fuerte cambio en la actividad sísmica de tipo volcánico-tectónico, con tasas diarias de hasta alrededor de doce mil sismos. Este cambio sumado a la disminución paulatina en la desgasificación del SO_2 y al aumento en las anomalías térmicas (ambos acentuados en los meses previos), así como a la deformación constante, aunque pequeña, en los últimos años, llevó a elevar el nivel de actividad (de Amarillo a Naranja) durante varios meses (89 días). Durante este periodo, se registró el mayor número de sismos de este tipo desde el inicio del monitoreo continuo en 1985.

A la fecha, el VNR continúa presentando una actividad importante, la cual es variable y oscilante en intensidad, y aún se caracteriza en superficie por el registro frecuente de emisiones de ceniza. Este comportamiento indica que el VNR es un volcán muy activo, con un alto potencial de generar erupciones mayores que pueden producir entre otros fenómenos, flujos de lodo similares a los que destruyeron a la ciudad de Armero en 1985.

5. Conclusiones y perspectivas

El monitoreo volcánico representa un reto tanto técnico como administrativo. En el caso del VNR, el mantenimiento correctivo y preventivo de la red de monitoreo, así como su actualización, son aspectos cruciales en la gestión del riesgo de desastres por erupción volcánica. De acuerdo con los protocolos vigentes, la emisión de los boletines de actividad volcánica marca inicio de la actuación para atender una crisis volcánica en Colombia. Estos boletines se fundamentan en la información obtenida del monitoreo permanente, junto con el análisis integral y el conocimiento previo con base en modelos de comportamiento.

Actualmente (2025), el VNR es el volcán más activo de Colombia. Su potencial de producir erupciones importantes que puedan generar fenómenos catastróficos, como flujos de lodo, es un aspecto que exige la atención continua de las autoridades y la comunidad en general. Por lo tanto, es clave garantizar y fortalecer la disponibilidad de los equipos de monitoreo, además de consolidar un equipo técnico estable y capacitado, ambos elementos necesarios para que se puedan realizar el análisis y la evaluación adecuados y el diagnóstico preciso y oportuno de la actividad del VNR, evitando así tragedias como la ocurrida en Armero en 1985. Es muy probable que esta tragedia se hubiera podido evitar si se hubiera contado con un sistema de gestión de riesgo, o si se hubiera tenido un conocimiento básico de los peligros volcánicos, tanto por las autoridades y tomadores de decisiones, como por la comunidad en general. A pesar de haber contado con un monitoreo volcánico incipiente (red sísmica y algunos muestreos geoquímicos) desde varios meses antes de la erupción, y de haber generado un mapa de riesgos volcánicos un mes antes de la erupción, esto no fue suficiente para evitar la tragedia de Armero. Esto indica, que no solo el conocimiento, sino la preparación para la respuesta y un efectivo manejo de una crisis son tres aspectos que se deben acompañar y acoplar de manera armoniosa y articulada para lograr una adecuada gestión de riesgo de desastre por erupción volcánica.

Es así como la gestión del riesgo de desastres, concebida según la legislación colombiana como un proceso social en el que todos los integrantes de la sociedad tienen corresponsabilidad, debe seguir fortaleciendo la cultura de la prevención y la preparación, especialmente, en lo relacionado con el riesgo por erupciones volcánicas. Una sociedad informada y preparada puede afrontar de mejor manera una eventual erupción volcánica y, es por ello por lo que son fundamentales los procesos de la búsqueda de la apropiación social del conocimiento científico, basados en la coproducción de conocimiento con las comunidades y el fortalecimiento de la memoria histórica. Finalmente, es importante equilibrar el desarrollo económico y la gestión del riesgo volcánico, particularmente en zonas donde las condiciones socioeconómicas, políticas y de orden público representan retos importantes.

La experiencia de casi 40 años de monitoreo del VNR representa un caso ejemplar de aprendizaje institucional y social tras un desastre mayor. Los avances en monitoreo, la evaluación de amenazas volcánicas y la búsqueda de la apropiación social del conocimiento geocientífico han sido significativos, aunque aún persisten retos importantes. El énfasis en la integración entre ciencia, gestión del riesgo y participación comunitaria ha convertido al VNR en un referente internacional en la reducción del riesgo volcánico.

6. Agradecimientos

Queremos expresar nuestro más sincero agradecimiento al equipo del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales del Servicio Geológico Colombiano, por su dedicación y compromiso en las labores de monitoreo, en especial en el procesamiento y mantenimiento de los datos que se muestran en la gráfica multiparámetro presentada en este trabajo. Valoramos su esfuerzo y profesionalismo, que hacen posible un seguimiento confiable y oportuno de la actividad volcánica.

7. Referencias

- Calvache ML (1990) Pyroclastic deposits of the November 13, 1985, eruption of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41 (1-4): 67-78. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90083-R](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90083-R)
- Ceballos Liévano J L, Cruz Mendoza A F, Martínez Serrano S y Zuluaga Cárdenas LC (2024) Informe del estado de los glaciares colombianos 2023. Instituto de Hidrología, Meteorología y Estudios Ambientales – IDEAM, Bogotá.

Ceballos-Hernández JA, Martínez-Tabares LM, Valencia-Ramírez LG, Pulgarín-Alzate BA, Correa-Tamayo AM & Narváez-Marulanda BL (2020) Geological evolution of the Nevado del Ruiz Volcanic Complex. In: Gómez, J. & Pinilla-Pachon, A.O. (editors), *The Geology of Colombia, Volume 4 Quaternary*. Servicio Geológico Colombiano, Publicaciones Geológicas Especiales 38: pp. 267-296. Bogotá. <https://doi.org/10.32685/pub.esp.38.2019.07>

Cortés Jiménez GP & Castaño Vasco LJ (2023) Estrategias del Servicio Geológico Colombiano en la búsqueda de la apropiación social del conocimiento geocientífico y la gestión del riesgo volcánico del Nevado del Ruiz. *Revista de Estudios Latinoamericanos sobre Reducción del Riesgo de Desastres REDER*, 7 (2): 19-35. <https://doi.org/10.55467/reder.v7i2.122>

INGEOMINAS (1991) Determinación de la respuesta instrumental de la red sismológica en el volcán Nevado del Ruiz. Informe interno, Bogotá.

Krueger, A. J., Walter, L. S., Schnetzler, C. C., and Doiron, S. D. (1990). TOM's measurement of the sulfur dioxide emitted during the 1985 Nevado del Ruiz eruptions. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 41: 7-15.

Londoño J M, Londoño V, Campos L, Castaño LM (2024). Social media and media: new and effective way to communicate volcanic hazards to a wide range of people in Colombia. *Abstract, Cities on Volcanoes 12*, Guatemala.

Londono JM, Galvis BE (2018) Seismic data, photographic images and physical modeling of volcanic plumes as a tool for monitoring the activity of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Front Earth Sci* 6 (162): 1-20. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00162>

Mariño P, N., Rodríguez, J. A., Grande, S., Caraballo, E., Urbani P, F. (2018, agosto). Caída de cenizas proveniente del volcán Nevado del Ruiz, Colombia, sobre la ciudad de San Cristóbal y otras poblaciones del estado Táchira, Venezuela, en noviembre de 1985. Un extraño fenómeno. *Geominas* 46 (76): 107-120.

Martínez LM, Valencia LG, Ceballos JA, Narváez BL, Pulgarín BA, Correa AM, Navarro S, Murcia HF, Zuluaga I, Rueda JB & Pardo N (2014) Geología y estratigrafía del Complejo Volcánico Nevado del Ruiz. Servicio Geológico Colombiano, unpublished report, pp. 403. Bogotá.

Parra E, Cepeda H, & Thouret JC (1987) Primera actualización del mapa de amenaza volcánica potencial del Nevado del Ruiz. INGEOMINAS, Escala 1:100,000, Bogotá.

SGC-Servicio Geológico Colombiano (2015) Mapa de amenaza volcánica del Nevado del Ruiz (tercera versión). Escala 1:100,000, Bogotá.

UM -Universidad de Manizales (2006) Compilación histórica Observatorio Vulcanológico y sismológico de Manizales 1986-2006. pp. 92.

Nuevos mapas de peligros del volcán Misti, Arequipa - Perú

Kevin Cueva (ORCID: 0000-0002-7730-442X), Jersy Mariño, Carla Arias, Juan Cuno, Ana Pari, Andy Ancalle, Cesar Quispe

Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (Ingemmet), Av. Canadá 1470, San Borja, Lima, Perú

Correo de contacto: kcueva@ingemmet.gob.pe

Palabras claves: volcán Misti, Perú, peligro volcánico, mapas de peligro

Resumen

El volcán Misti es el tercer volcán más activo del sur de Perú, ubicado en Arequipa. Su cráter (242 900 N, 8 196 400 S, 5 821 m s.n.m.) dista 18 km del centro de la ciudad. Nuevos asentamientos humanos situados al noreste y norte de Arequipa, en los distritos de Alto Selva Alegre, Miraflores, Paucarpata, Mariano Melgar y Chiguata, se hallan a menos de 8 km del cráter. Arequipa es la segunda ciudad más importante de Perú, en ella habitan cerca de un millón de personas. En 2007, el INGEMMET publicó el primer mapa de peligros del volcán Misti. Hoy, luego de casi 20 años de investigaciones, se ha concluido con la elaboración de cinco nuevos mapas de peligros: por lahares, caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, flujos de lava y avalanchas de escombros. Estos mapas están basados en la cartografía geológica, escenarios eruptivos, reconstrucción de la historia eruptiva, dinamismo eruptivo y la caracterización de los peligros con base en la recurrencia y magnitud de sus erupciones.

1. Introducción

El volcán Misti (figura 1) se emplazó sobre un substrato conformado por ignimbritas y depósitos volcanoclásticos del Mioceno-Pleistoceno. El edificio volcánico Misti está constituido por cuatro edificios principales, denominados por Thouret et al. (2001) como Misti 1, Misti 2, Misti 3 y Misti 4.

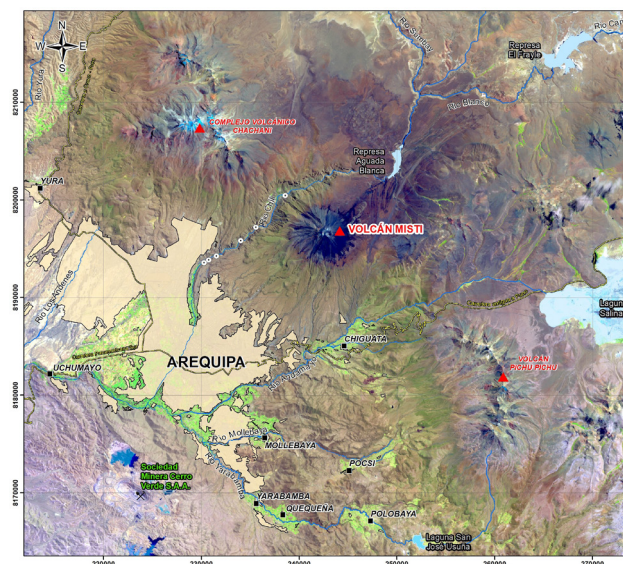


Figura 1. Mapa de ubicación del volcán Misti. Al pie de su flanco suroeste se localiza una depresión tectónica donde se encuentra asentada la ciudad de Arequipa.

Según estudios tefroestratigráficos, se han reconocido al menos 34 depósitos de caídas piroclásticas en el sector NO-O-SO y 22 en el S-SE del volcán Misti, que en total suman 56 depósitos de caídas piroclásticas emplazados en los últimos 50 ka, generados por erupciones explosivas grandes de tipo pliniano, sub pliniano y vulcaniano. Algunos depósitos de caída piroclástica asociados a erupciones plinianas han sido datados en 44,9 - 38,7 ka (Cogollo), 43,2 - 38,3 (Anchi), 38,5 - 32,4 ka (Sacarosa) y 37,1 - 30,5 ka (Conchito) (Harpel et al. 2023). Hace 2 ka años se produjo la última erupción pliniana del Misti, con un Índice de Explosividad Volcánica (IEV) entre 4 y 5 (Thouret et al. 2001, Harpel et al. 2011). La última erupción ocurrió entre 1440-1470 d.C, con un IEV 1-2 (Thouret et al. 2001).

Los principales peligros del volcán Misti corresponden a lahares, caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, flujos de lava y avalanchas de escombros. Se han realizado cinco nuevos mapas de peligros volcánicos, cada uno enfocado en un tipo de fenómeno o peligro, con base en el estudio de recurrencias eruptivas, trabajos tefroestratigráficos, planteamiento de escenarios eruptivos.

Los mapas de peligros han sido realizados por especialistas de INGEMMET, con apoyo del Dr. Chris Harpel y el Dr. Larry Mastin del Servicio Geológico de los Estados Unidos para la elaboración del mapa de peligros por caídas piroclásticas. El Dr. Sylvain Charbonnier y Dr. Valentine Gueugneau de la University South Florida - Estados Unidos y el Dr. Jean-Claude Thouret apoyaron la elaboración del mapa de peligros por flujos piroclásticos.

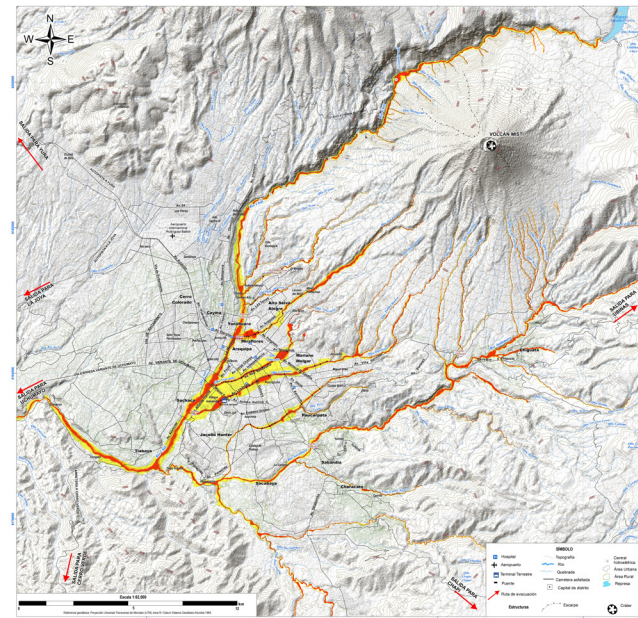


Figura 2. Mapa de peligros por lahares del volcán Misti.

2. Mapa de peligros por lahares

El mapa de peligros por lahares se elaboró utilizando el software VolcFlow. Se delimitaron tres zonas de peligrosidad (alto, moderado y bajo peligro, figura 2). Con base en los datos de precipitaciones pluviales en Arequipa, se ha establecido una precipitación acumulada de 30 mm (zona de alto peligro), las precipitaciones de 50 mm son de recurrencia moderada (zona de moderado peligro) y la precipitación acumulada de 124,5 mm es la de menor recurrencia y probabilidad (zona de

bajo peligro). Las zonas de peligro se encuentran principalmente al fondo de las quebradas que descienden del volcán Misti, así como en los ríos Chili y Socabaya. Las principales zonas urbanas involucradas son: Avs. Venezuela, Los Incas, La Marina, Sepúlveda y Arancota. También el Parque Selva Alegre, Charcani, Chilina, Porongoche, Terminal Terrestre, Paucarpata, Chiguata, Socabaya y Tingo Grande. Serían también inundadas las zonas urbanas por donde discurren los ríos Chili y Socabaya.

2.1. Mapas de peligros por caídas piroclásticas

Se elaboraron tres mapas de peligros por caídas piroclásticas del volcán Misti (figura 3), utilizando el software Ash 3D. Los modelamientos se realizaron para erupciones con IEV 1 - 2 (volumen DRE 0,006 km³, altura de columna de 10 km s.n.m.), IEV 3 - 4 (volumen 0,5 km³, altura de columna de 27 km s.n.m.) y con IEV 5 (volumen 1 km³, altura de columna de 30 km s.n.m.). Para un IEV 1 - 2, la zona de alto peligro puede ser afectada por caídas piroclásticas entre 5 y 10 cm de espesor, para la zona de moderado peligro representa gran parte de la ciudad de Arequipa con caídas de más de 1 cm, mientras que la zona de bajo peligro tiene alcances de menos de 1 cm y en dirección a Ubinas al SE. Para un IEV 3 - 4, la ciudad de Arequipa sería cubierta por caídas de ceniza de 1 mm a 10 cm de espesor para la zona de alto peligro, para la zona de moderado peligro alcanzaría los pueblos de Ubinas al E y Uchumayo - La Joya al O con caídas entre 1 y 5 cm de espesor, mientras que la zona de bajo peligro representa caídas de menos de 1 cm, que llegaría hasta las regiones de Moquegua y Puno. Finalmente, para un IEV 5, la zona de alto peligro involucra a toda la ciudad de Arequipa, con depósitos de ceniza de más de 10 cm

de espesor, afectando hasta la región de Puno y Moquegua. Con respecto a la zona de bajo peligro, los depósitos tendrían espesores de 1 mm, llegando a la región de Tacna. Incluso al país de Bolivia.

2.2. Mapa de peligros por flujos piroclásticos

Este mapa se elaboró utilizando el código VolcFlow de 1 y 2 fases. Los escenarios de peligros propuestos están con base en volúmenes de 1 a 50 millones de m³ (IEV 2 y 3), 50 a 100 millones de m³ (IEV 3 y 4) y 100 a 1 000 millones de m³ (IEV 5), para las zonas de alto peligro, moderado peligro y bajo peligro respectivamente (figura 3). La zona de alto peligro se restringe a zonas proximales. La zona de moderado peligro cubre todo el edificio volcánico y alcanza la ciudad de Arequipa por la quebradas Huarangal y San Lázaro (Miraflores, Alto Selva Alegre y Cercado). La zona de bajo peligro se extiende por toda la planicie de pie de monte y cubre parte de la ciudad de Arequipa, especialmente importantes sectores de Alto Selva Alegre, Miraflores, Cercado, Mariano Melgar, Paucarpata, J. L. B. y Rivero, Sabandía y Socabaya.

2.3. Mapa de peligros por flujos de lava

Este mapa se realizó con base en tres escenarios propuestos (relacionados con una erupción menor, intermedia y mayor), utilizando el Q-LavHA FLOWGO (figura 4). Se han considerado flujos de lava de composición andesítica, con una viscosidad de 8 930 Pa·s y una temperatura de 1 050 °C. Los bordes sureste, sur y suroeste del cráter del volcán Misti, presentan altitudes bajas por donde se espera que se desborden los flujos de lava y fluyan por los flancos del volcán. La zona de alto peligro puede ser afectada por flujos de lava entre 15 y 40 m de espesor, con alcances entre 5 y 7 km. La zona de moderado

peligro podría ser afectada por flujos de lava entre 40 y 80 m de espesor, con un alcance entre 7 y 8 km. La zona de bajo peligro sería afectada por flujos de lava entre 80 y 100 m de espesor, con un alcance entre 8 y 9 km, cubriendo todo el flanco sur y sureste del volcán Misti. Los flujos de lava no afectarían la zona urbana de Arequipa.

2.4. Mapa de peligros por avalanchas de escombros

El mapa se elaboró realizando simulaciones con el código VolcFlow (figura 4). Se simuló colapsos de los flancos suroeste y noroeste, debido a sus características morfo estructurales. La zona de alto peligro alcanza entre 6 y 10 km de distancia. La zona de moderado peligro abarca entre 7 y 12 km, y alcanza pequeños sectores de la ciudad, principalmente en las quebradas San Lázaro (Alto Selva Alegre) y Pampa Blanca (Paucarpata). La zona de bajo peligro comprende entre 8 y 15 km de distancia y abarca gran parte de ASA, Miraflores, Mariano Melgar y Paucarpata. Este escenario es poco probable, pero de gran volumen, mayor alcance y baja probabilidad de ocurrencia.

Un colapso del flanco noroeste, represaría el río Chili. Este escenario es poco probable, pero de gran volumen, mayor alcance y baja probabilidad de ocurrencia, originando desabastecimiento de agua para la población, agricultura e industria. El desembalse posteriormente originaría voluminosos lahares que destruirían extensas áreas urbanas a lo largo del río Chili. También se daría la obstrucción y destrucción de la vía de acceso a Chiguata, aislando a los poblados localizados al este y sureste del Misti. Estos lahares represaría el río Andamayo en el sector de la entrada a Chiguata, cuyo desembalse generarían lahares que afectarían las zonas de cultivo de los distritos de Paucarpata, Sabandía, Socabaya, etc.

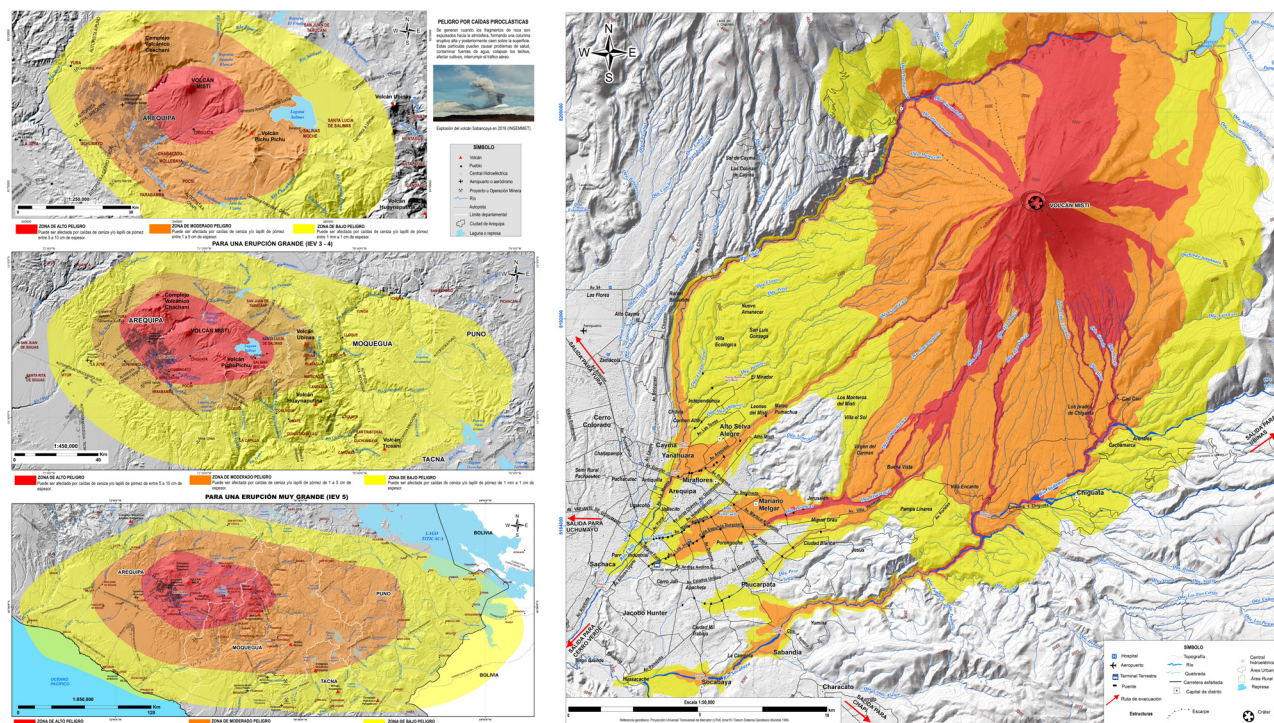


Figura 3. (Izquierda) Mapa de peligros por caídas piroclásticas elaborado para tres escenarios; (Derecha) Mapa de peligros por flujos piroclásticos del volcán Misti.

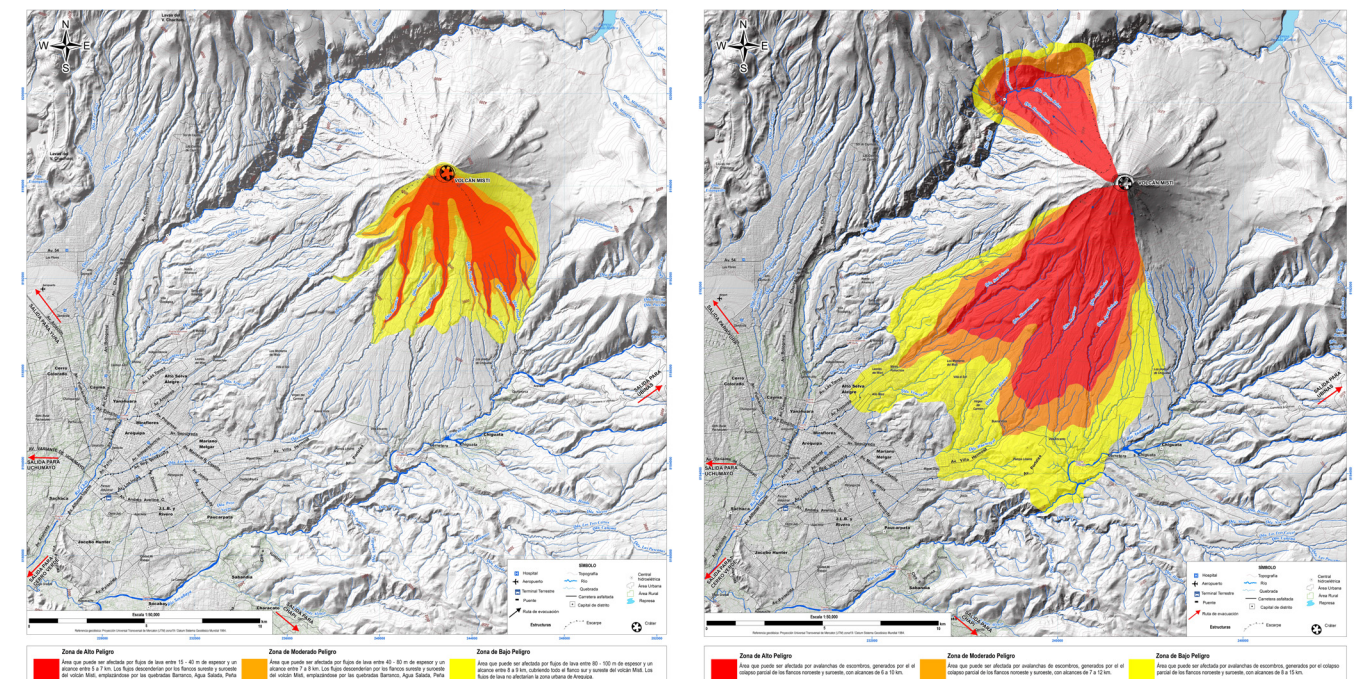


Figura 4. (Izquierda). Mapa de peligros por flujos de lava del volcán Misti; (Derecha) Mapa de peligros por avalanchas de escombros.

3. Conclusiones

- Durante los últimos 50 mil años, el volcán Misti ha emplazado por lo menos 22 y 34 depósitos de caída piroclástica en los sectores S-SE y NO-O-SO respectivamente, generados por erupciones explosivas grandes de tipo vulcaniano, sub pliniano o pliniano. Se observa en algunos sectores que los flujos y oleadas piroclásticas están asociados a los depósitos de caída antes mencionados.
- Con base en los trabajos recientes de tefroestratigrafía, estimamos que el volcán Misti ha presentado en los últimos 50 mil años, una erupción grande (sub pliniana o pliniana, IEV de 3 a 5) cada 1,5 a 2 mil años aproximadamente. Esta es una nueva estimación, ya que anteriores trabajos señalaban que el Misti ha tenido una erupción grande cada 2 a 4 mil años (Thouret et al. 2001). Finalmente, la última erupción grande del Misti se estima que ocurrió hace 2 mil años, fue de tipo pliniano y tuvo un IEV 4 - 5.
- Los principales peligros del volcán Misti corresponden a lahares, caídas piroclásticas, flujos piroclásticos, flujos de lava y avalanchas de escombros. Se han elaborado cinco mapas de peligros, con base en la cartografía geológica, planteamiento de escenarios eruptivos, reconstrucción de la historia eruptiva, dinamismo eruptivo, caracterización de los peligros a partir de la recurrencia eruptiva y zonificación del peligro, además del modelamiento de cada uno de los peligros, sobre modelos de elevación digital a varias escalas.
- Los cinco nuevos mapas de peligros elaborados muestran que importantes sectores de la ciudad de Arequipa

pueden ser afectados durante erupciones volcánicas, incluso cuando estas sean de baja a moderada magnitud. Las zonas de mayor peligrosidad se encuentran en los 10 km a la redonda del volcán, así como en las quebradas que descienden del volcán y llegan a la ciudad, así como en el cauce río Chili y Andamayo.

- Estos nuevos mapas de peligros del volcán Misti, serán una importante herramienta que se utilizará para la planificación del uso del territorio y la gestión del riesgo de desastres en la ciudad de Arequipa.
- Se recomienda continuar con la elaboración de mapas de peligros volcánicos utilizando las herramientas más actuales y completas, con el objetivo de tener una mejor delimitación de las zonas que podría abarcar en caso de una reactivación volcánica.

4. Referencias

- Harpel C, De Silva S & Salas G (2011). The 2ka eruption of Misti volcano, southern Peru – the most recent plinian eruption of Arequipa’s iconic volcano. Boulder, CO: Geological Society of America, pp. 72. Special Paper, 484.
- Harpel C, Cuno J, Takach M, Rivera M, Aguilar R, Tepley F, García F (2023). The late Pleistocene Sacarosa tephra-fall deposit, Misti Volcano, Arequipa, Peru: its magma, eruption, and implications for past and future activity. *Bulletin of Volcanology* 85, 46. <https://doi.org/10.1007/s00445-023-01654-z>.
- Thouret JC, Finizola A, Fornari M, Legeley-Padovani A, Suni J, Frenchen M (2001). Geology of El Misti volcano near the city of Arequipa, Peru. *Geological Society of America Bulletin*, 113(12): 1593-1610. DOI: 10.1130/0016-7606(2001)113<1593:GOEMVN>2.0.CO;2.



Esta obra fundamental reúne 38 casos de estudio emblemáticos sobre las principales amenazas geológicas que configuran el paisaje y desafían a Iberoamérica: movimientos en masa, terremotos y volcanes. Elaborado por expertos de los servicios geológicos nacionales, universidades y centros de investigación de la región, este libro ofrece un análisis riguroso y práctico, que transforma el conocimiento científico en soluciones prácticas y experiencias reales.

Con un enfoque multidisciplinario y colaborativo, los trabajos presentados—redactados en español, portugués o inglés—reflejan la riqueza y diversidad del conocimiento geocientífico iberoamericano. Esta edición no solo profundiza en la comprensión de los fenómenos naturales, sus causas y sus impactos, sino que también destaca estrategias innovadoras para la reducción de riesgos y la resiliencia de las comunidades.

Los casos presentados reflejan los avances tecnológicos y las innovaciones científicas introducidas en la región, sobre todo las relacionadas con el monitoreo y los sistemas de alerta temprana. Así mismo se destacan las metodologías empleadas en los análisis de las amenazas estudiadas y la cartografía de amenazas, vulnerabilidad y riesgo de estos eventos geológicos.