

Informe técnico del OVSICORI-UNA

Complejo volcánico Platanar-Porvenir-Volcán Viejo

Informaciones relacionadas al deslizamiento del 15 julio del 2023

Actualización al día 18 de agosto del 2023

Resumen general:

El 15 de julio de 2023 a las 22:12, hora local, la red sismográfica del OVSICORI-UNA registró un deslizamiento de tipo traslacional lento en el complejo volcánico Platanar-Porvenir-Volcán Viejo. Después de la publicación de la información preliminar el 27 de julio del 2023, el OVSICORI-UNA realizó una visita del sitio el 28 de julio, permitiendo la fotogrametría de la zona alta del deslizamiento y una re-evaluación más precisa de la información preliminar.

- A las 22:12 horas (10:12 pm) del día 15 de julio 2023 se detectó una señal relacionada con un deslizamiento traslacional lento, precedido por un tremor tectónico que indica el proceso de preparación de la ruptura de este gran deslizamiento.
- La duración de este evento fue de aproximadamente 10 minutos.
- Hasta el día 17 de julio, se registraron al menos 7 eventos más asociados a deslizamientos de menor magnitud.
- Se hicieron modelos de terreno de la parte alta de la zona afectada mediante vuelos de dron y se pueden definir 2 zonas:
 - 1) la zona del deslizamiento principal lo cual representa un volumen diferencial de 10 millones de metros cúbicos de material sobre los primeros 600 m de la zona afectada y una superficie de 30 hectáreas, estos valores tienen una incertidumbre de +/-20%, y
 - 2) una zona de erosión superior a 40 hectáreas con un volumen diferencial superior a 7 millones de m³.
- Se constató la presencia de varias lagunas en la zona afectada, la más grande abarcaba una superficie de 3.400 m² sin salida visible, podría acumular un volumen adicional de aproximadamente 15.000 m³ de agua antes de hallar una salida, de acuerdo al modelo de terreno.

- Esta laguna se formó por acumulación de agua detrás de un bloque que tiene un volumen de 270.000 m³.
- Se confirma la presencia de zonas hidrotermalizadas en el límite de la ruptura del deslizamiento, como se presenta en el mapa geológico de la zona.
- Se constató una zona saturada en agua de aproximadamente 6 hectáreas al lado de la zona del deslizamiento.
- Se observaron nuevas fracturas a unos 500 metros hacia al oeste del deslizamiento.

Datos fotogramétricos

A partir del vuelo de dron del 28 de julio 2023 y de un modelo de terreno del Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica (IGN) se pudo re-evaluar los volúmenes y superficie del deslizamiento así como dar un estado actual de lo que se encuentra en la superficie afectada.

Procesamiento Fotogramétrico:

La inspección con el dron comprendió tres vuelos específicos, a alturas que varían entre 120 y 300 metros sobre el terreno. Durante estos vuelos, se logró adquirir un total de 428 imágenes de alta resolución, cada una con una capacidad de 20 megapíxeles y dimensiones de 5472 x 3648 píxeles. Para procesar esta vasta cantidad de información, se recurrió al software Pix4D. Este software permitió obtener como resultado un ortomosaico y un Modelo Numérico de Superficie (MNS) ambos con una resolución de 10 cm. Cabe mencionar que, debido a las restricciones en el acceso directo al área del deslizamiento, no fue posible realizar mediciones de puntos de control fotográfico en el sitio. Por consiguiente, la georreferenciación se basó únicamente en la información proporcionada por el GPS del dron. Esta metodología podría haber introducido un error absoluto en la posición del ortomosaico y del MNS, el cual se estima en algunos metros. A pesar de ello, los productos finales de esta operación de vuelo proporcionan una visión detallada y precisa de la zona afectada.

Análisis Diferencial de Alturas Pre y Post-Colapso:

Una de las herramientas fundamentales en nuestra investigación fue la comparación entre el Modelo Numérico de Superficie (MNS) generado en nuestro vuelo y el modelo numérico del terreno proporcionado (MNT) por el Instituto Geográfico Nacional de Costa Rica (IGN), este último con una resolución de 10 m. Se detectó la necesidad de realizar un ajuste de aproximadamente 10 metros en nuestro modelo para lograr alineación con el modelo IGN, lo que evidenció diferencias en los referentes altimétricos entre ambos. Una característica sobresaliente que se notó fue que las diferencias en las alturas, en áreas con vegetación eran significativamente influenciadas por la inclusión de la vegetación en nuestro MNS, mientras que el modelo IGN no la considera.

Al analizar la zona del deslizamiento, observamos (Figura 1) diferencias de hasta 80 metros, concentrándose las más significativas en los primeros 600 metros del área afectada. Posterior a esta área, y avanzando más allá de los 600 metros desde el comienzo, la diferencia entre los modelos volvía a incrementar, mostrando variaciones entre 0 metros en los bordes y 30-40 metros hacia el centro del deslizamiento. Estas observaciones nos llevaron a proponer una hipótesis inicial: el área principal de desprendimiento podría haberse concentrado en esos primeros 600 metros por 400 m de ancho, afectando una superficie de cerca de 25 hectáreas (+/-20%). El volumen inicial del deslizamiento representa 10 millones de metros cúbicos (+/-20%). Cuesta abajo, se mide un volumen erosionado de 8 millones de metros cúbicos (+/-20%) en los 2 primeros kilómetros para una superficie de 40 has.

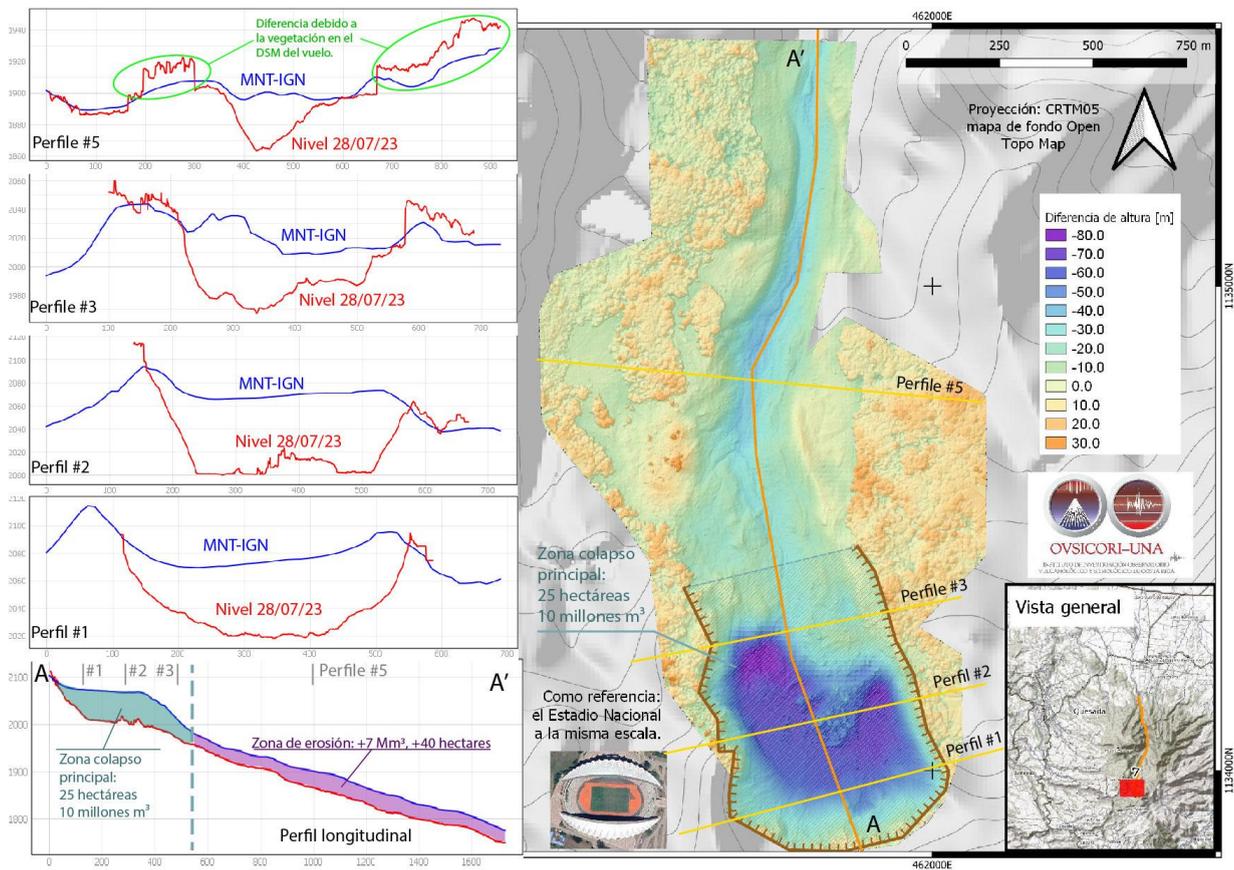


Figura 1: Mapa de diferencias altimétricas. El mapa principal presenta el MNS resultante del vuelo. Las diferencias altimétricas, que varían entre +30 m y -80 m, se ilustran con una escala cromática y representan la variación entre el MNS del vuelo y el MNT provisto por el IGN. Las líneas amarillas y la polilínea anaranjada representan los perfiles altimétricos comparativos entre el MNS y el MNT, y el perfil longitudinal entre los puntos A y A', respectivamente. La zona en tono verde grisáceo sombreada y la línea marrón delimitan la posible área del colapso principal. Para proporcionar contexto de escala, se incluye una ortofoto del Estadio Nacional de San José. En la esquina inferior derecha, se muestra una vista general del área, destacando la región del mapa principal mediante un rectángulo rojo.

Observaciones Basadas en el Ortomosaico

La inspección detallada del ortomosaico (Figura 2) reveló características topográficas y geográficas de importancia para nuestra investigación. En la zona del deslizamiento, identificamos dos lagos prominentes. El más grande abarcaba una superficie de 3.400 m², sin un drenaje visible. Esto plantea la posibilidad de que pueda acumular un volumen adicional de aproximadamente 15.000 m³ de agua antes de hallar una salida. Esta acumulación de agua representa un riesgo potencial, ya que el agua acumulada podría desestabilizar el bloque recién depositado al sur del lago. Este bloque tiene un volumen de 270.000 m³.

El segundo lago, menor en tamaño, ya poseía un drenaje definido. Otro hallazgo relevante fue un depósito anexo ubicado al oeste del deslizamiento principal, que mostraba signos evidentes de saturación hídrica. Esta observación fue posteriormente validada con inspecciones en terreno. Este depósito se encuentra obstruyendo una cuenca hídrica de aproximadamente 250 hectáreas, aunque parece que el agua ha encontrado su drenaje o se está infiltrando, ya que solo se percibe una acumulación de unos cientos de metros cuadrados de agua.

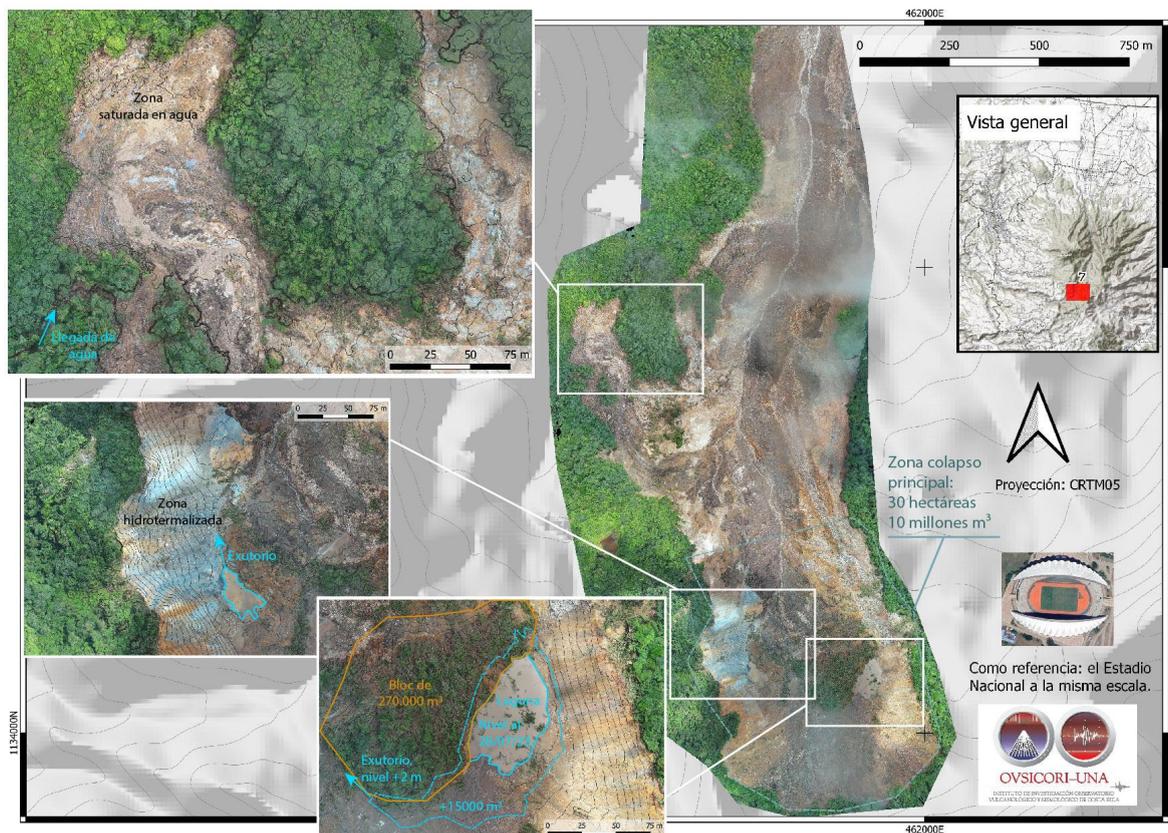


Figura 2: Ortomosaico de la zona y las características. Para proporcionar contexto de escala, se incluye una ortofoto del Estadio Nacional de San José. En la esquina superior derecha, se muestra una vista general del área, destacando la región del mapa principal mediante un rectángulo rojo.

A partir del modelo numérico 3D se pudo estimar una velocidad del flujo usando la ecuación de Scheidegger (1973):

$$(1) \quad v = \sqrt{2g(H - \mu L)}$$

donde v es la velocidad estimada de deslizamiento (m/s), g es la aceleración gravitacional, H es la diferencia de altura vertical, L es la distancia horizontal recorrida desde el borde posterior del deslizamiento, y μ es el ángulo de alcance (Corominas 1996), el cual está definido como

$$\mu = H_{max} / L_{max}$$

Basándonos en la ecuación (1), calculamos que la velocidad alcanzó hasta 32 m/s (115 km/h) en los primeros 1800 m y hasta 49 m/s (176 km/h) a unos 4 km del inicio del deslizamiento (Figura 3). Esto clasifica este deslizamiento como extremadamente rápido según los criterios establecidos por el Grupo de Trabajo sobre Deslizamientos de Tierra de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas.

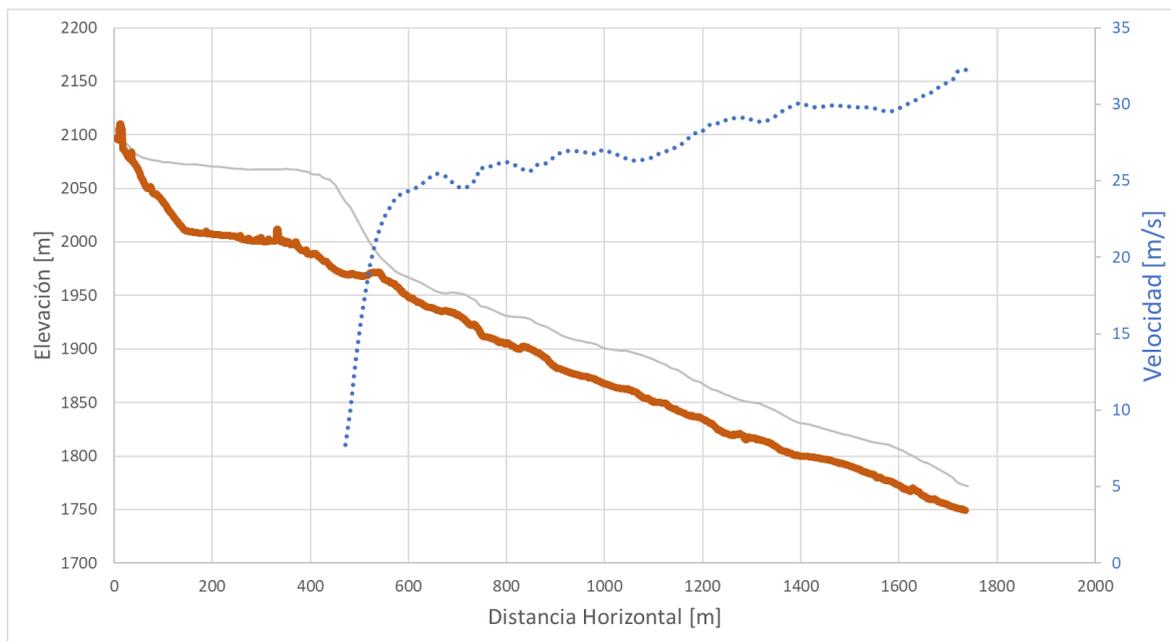


Figura 3: Recorrido y velocidad del 15 de julio de 2023 basados en Scheidegger (1973) y Corominas (1996). La línea marrón muestra la sección transversal del recorrido basada en el MNS del vuelo. La línea gris clara representa la sección transversal antes del fallo, a partir del MNT del IGN. La línea azul punteada muestra el perfil de velocidad del deslizamiento.

Observaciones sismológicas

Contrario a otros deslizamientos donde también se cuenta con registro sísmico en el campo cercano, como por ejemplo, en Japón, Islandia y Groenlandia (e.g. Yamada, Mori and Matsushi, 2016, Poli, 2017 and Schöpa et al., 2018), así como también, en el volcán Irazú (Chaves *et al.*, *en proceso*), el deslizamiento en el complejo Volcán Plantar-Volcán Viejo no cuenta con una secuencia premonitoria de sismos de baja frecuencia, o también conocidos como LFEs. Esto se puede ver claramente en la Figura 4, en donde, anterior a la señal de tremor, el registro sísmico muestra únicamente altas frecuencias, por encima de 3 Hz. Los LFEs, tal y como han sido observados en otros deslizamientos e inclusive en zonas de subducción, son eventos cuya frecuencia máxima, en general, no supera los 2.5 Hz.

Seguidamente del desprendimiento mayor a las 10:12 p.m. del 15 de julio, se registran al menos 7 deslizamientos más, cuya ocurrencia se detalla en la Tabla 1.

Tabla 1. Detalle del registro sísmico de deslizamientos/desprendimientos posteriores al evento mayor del 15 de julio a las 10:12 p.m.

Evento #	Fecha y hora de inicio	Duración aproximada del deslizamiento
2	15/07/2023 10:28:05 p.m.	160 s
3	15/07/2023 11:06:54 p.m.	150 s
4	15/07/2023 11:51:17 p.m.,	120 s
5	16/07/2023 1:32:30 a.m.	180 s
6	16/07/2023 1:48:16 a.m.	150 s
7	17/07/2023 7:32:18 a.m.	150 s
8	17/07/2023 02:51:50 p.m.	360 s

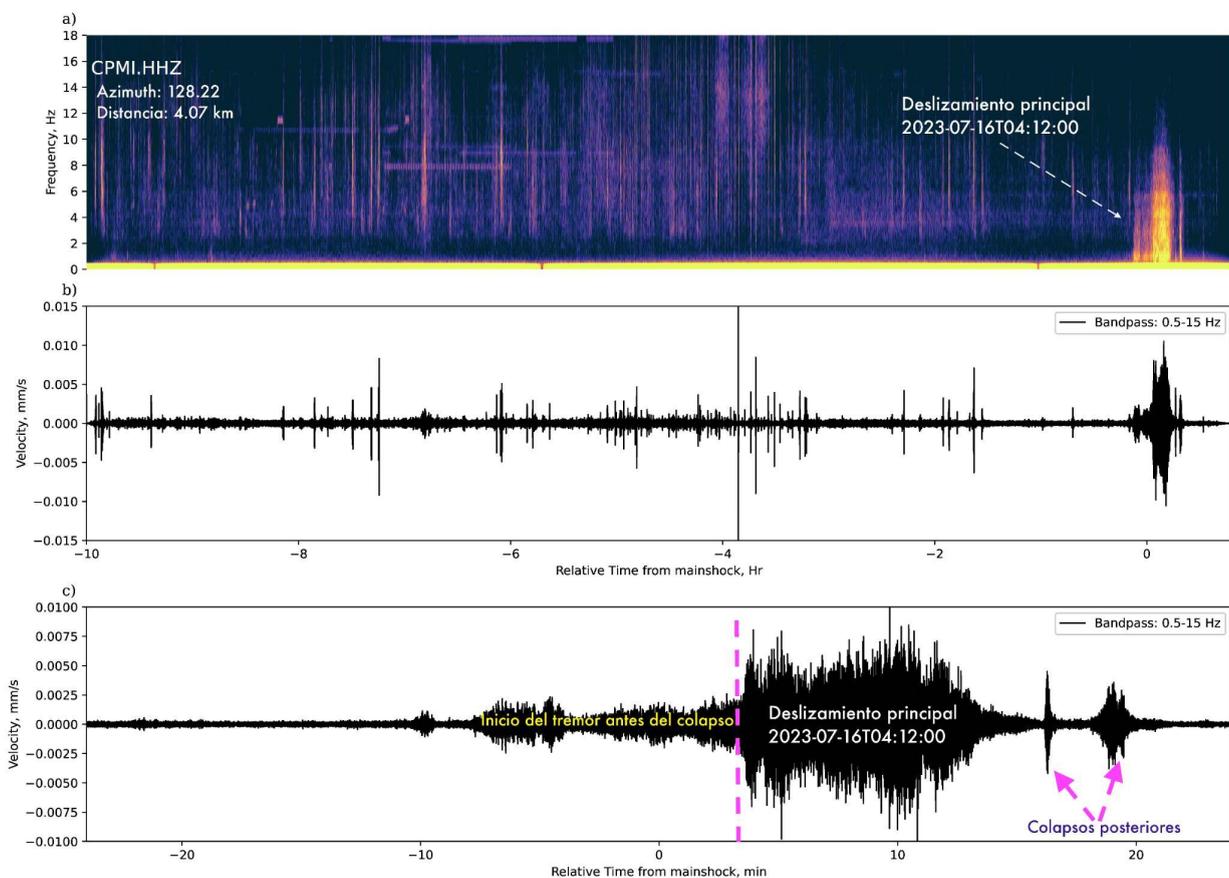


Figura 4. Registro sísmico del deslizamiento de Aguas Zarcas ocurrido el 15 de julio de 2023 a las 22:12 hora local (16 de julio a las 04:22 UTC). En el panel superior se muestra el espectrograma del evento, mientras que los paneles central y bajo muestran la señal sísmica en el dominio del tiempo, abarcando diferentes rangos de tiempo para una mejor comprensión de la evolución sísmica del evento.

De acuerdo con la inversión de fuerza puntual utilizando los registros sísmicos en las estaciones del OVSICORI-UNA (Figura 5), el deslizamiento principal tuvo una duración de 10 minutos, (~600 s), y está compuesto por 3 fases principales. La primera fase se caracteriza por ser una

ruptura poco impulsiva, tuvo una duración de 150 s y está marcada por una Función Temporal de Fuente (FTF) que generó una fuerza en el medio de hasta 4×10^9 N. En la segunda fase, se observó que el deslizamiento del bloque ocurrió de manera quasi-constante, donde las fuerzas máximas observadas no superan los 2×10^9 N, en un movimiento relativamente suave y poco impulsivo. El proceso de ruptura con mayor heterogeneidad ocurre en la tercera fase, en esta, ocurre un desprendimiento más impulsivo, generando una fuerza máxima de hasta $7,8 \times 10^9$ N y cuya duración fue de ~ 200 s. Las variaciones observadas en la FTF y calculadas mediante la inversión de fuerza puntual corresponden muy bien con los cambios geomorfológicos y reológicos a lo largo del plano sub-vertical de caída, como los que se muestran en las Figuras 1, 2 y 3, obtenidos por medios geodésicos.

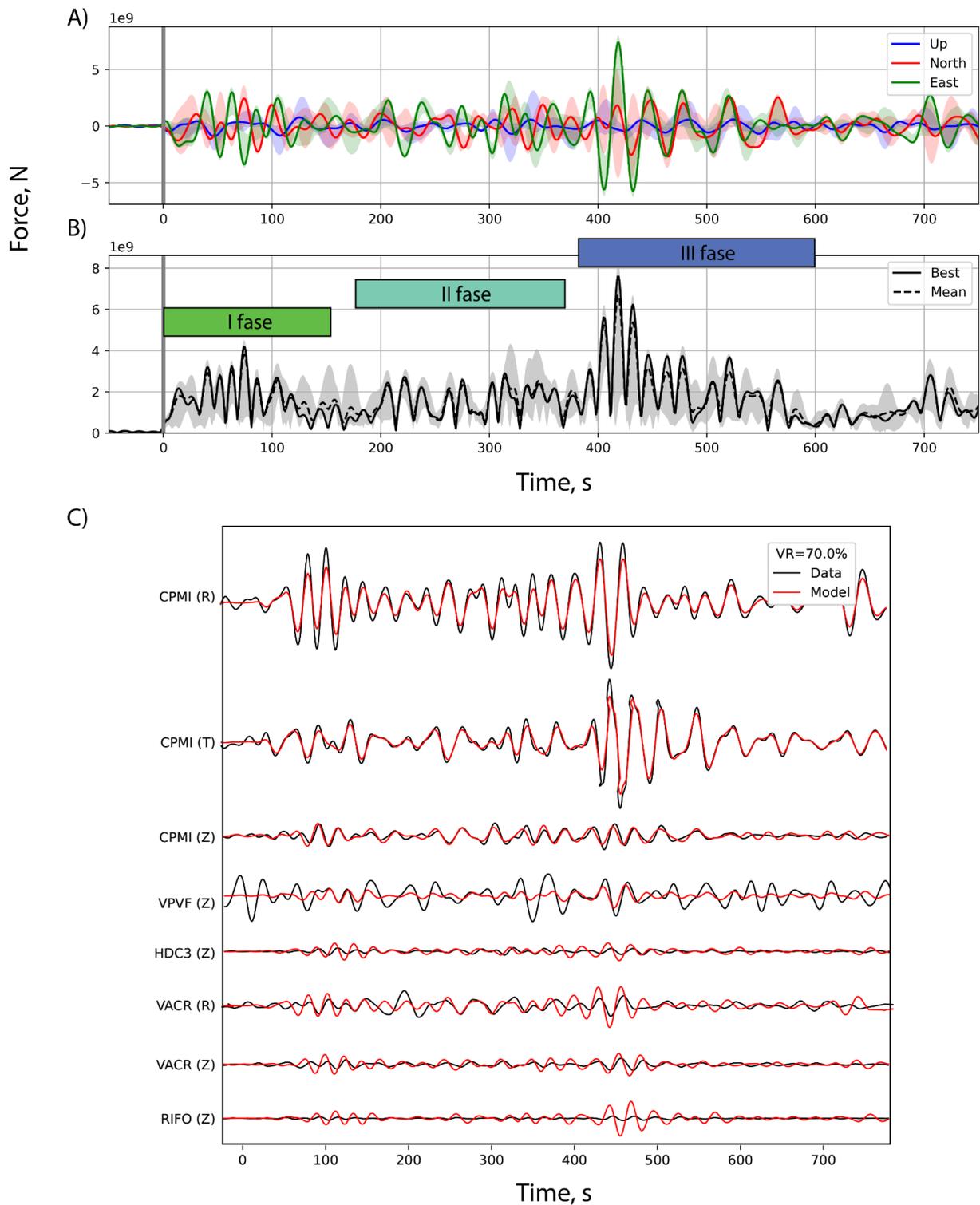


Figura 5. Inversión de fuerza puntual calculada para el deslizamiento principal en el complejo Volcán Viejo-Platanar del 15 de julio. En el panel superior se observa la componente vertical (color azul) y las componentes horizontales de fuerza (colores rojo y verde). En el panel del medio, se observa la fuerza resultante o Función Temporal de la Fuente (FTF). En el panel inferior se observa el ajuste entre los sismogramas sintéticos (en color rojo) y los sismogramas observados (en color negro).

Posterior a la ocurrencia del evento principal, se observó la ocurrencia de 2 colapsos de menor magnitud, con frecuencias dominantes menores a los 2 Hz, tal y como se muestra en la Figura 6.

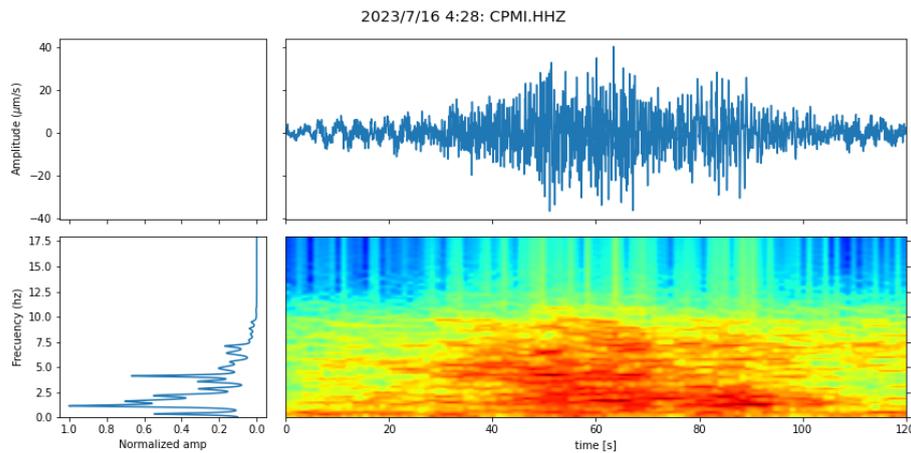


Figura 6. Sismograma y espectrograma de un colapso de menor magnitud, ocurrido posterior al evento principal.

Interpretación de las observaciones sismológicas

De acuerdo con las observaciones sismológicas hechas en la estación CPMI, ubicada a tan sólo 4 km hacia el norte del deslizamiento, la ruptura inicial del bloque colapsado, inició antes de las 04:02 UTC, con la ocurrencia de un movimiento lento y asísmico que incrementó los esfuerzos de corte sobre la interfaz entre el bloque que desliza y la base. Al acelerarse el proceso de desprendimiento, aumentó la tasa de carga (o *strain rate*) sobre cierto número de asperezas localizadas a lo largo de esta interfaz, reduciendo la habilidad del material para deformarse plástica o pseudo plásticamente y por lo tanto reduciendo la capacidad del material de absorber energía antes de fracturarse. Estos segmentos o asperezas ubicadas a lo largo de la interfaz de deslizamiento ven reducida su resistencia de fricción estática y no puede mantener los esfuerzos de corte impuestos por la carga gravitacional, modificando sus condiciones mecánicas iniciales, pasando entonces, de deslizar de manera asísmica (con deformación más plástica) a deslizar de manera sísmica (generando ondas sísmicas) en un mecanismo conocido como fragilización transitoria (Chaves *et al.*, 2020), que ha sido ampliamente documentado en zonas de subducción (incluida la península de Nicoya en Costa Rica) y por experimentos de laboratorio. Es este mecanismo quien modula la generación de una señal de tremor que antecede por 10 minutos al colapso gravitacional (Figura 4) y constituye su fase premonitoria.

Datos geológicos:

El mapa geológico del complejo volcánico Platanar-Porvenir (Huapaya *et al.*, 2021) muestra que la parte superior de la microcuenca del río Aguas Zarcas; quebrada Oro, tenía un depósito de deslizamientos y una corona de deslizamiento. Además, la presencia de numerosas lagunas apoya la hipótesis de la ocurrencia de deslizamientos históricos. El deslizamiento que ocurrió en el 2023 está delimitado por esta corona (Figura 8). Además, el mapa indica la presencia de piritita y una amplia zona de alteración hidrotermal. Zonas hidrotermalizadas son conocidas por una resistencia baja, lo que favorece la ocurrencia de deslizamiento.

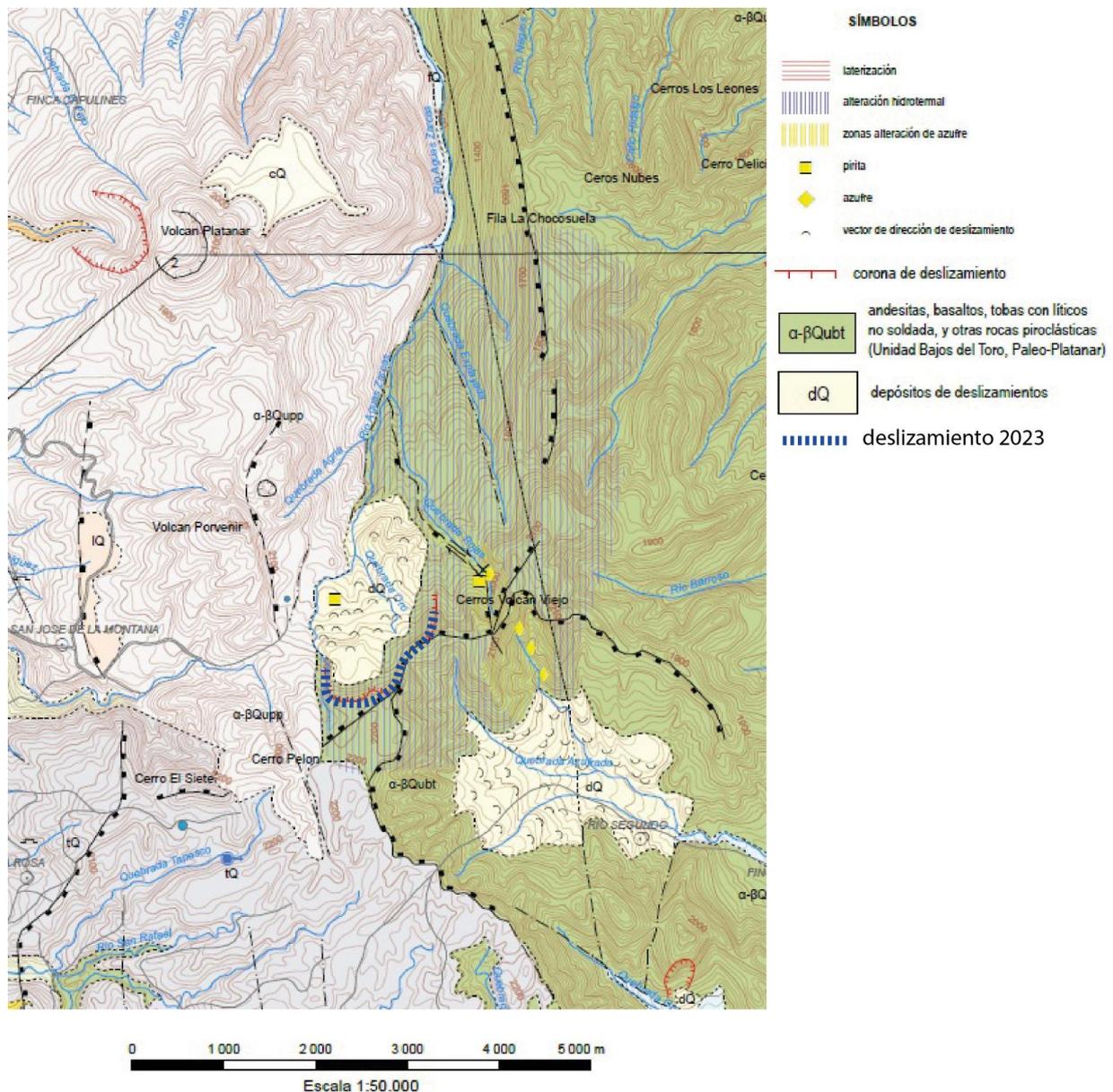


Figura 7: Sitio de deslizamiento, extracto del mapa geológico, Hoja 3346-IV Quesada por A.S. Huapaya, E.Rodríguez y A.Ceciliano (2021), y superposición de la zona de ruptura del deslizamiento del 2023.

El vuelo de dron muestra un sector hidrotermalizado en la parte superior de la zona de ruptura. Se nota por su abundancia de colores. Rocas recolectadas cerca de este sector confirman el carácter hidrotermalizado de la zona. El análisis (Figura 9) de estas rocas muestra que las rocas de mayor densidad (*Dense Rock Equivalent*) es decir, sin consideración de la porosidad y permeabilidad, son las que tienen el menor contenido de elementos mayores y el mayor contenido en volátiles magmáticos (como azufre y cloro), sugiriendo un alto grado de minerales hidrotermalizados. Las rocas con menor cantidad de volátiles magmáticos y mayor proporción de elementos mayores tienen una baja densidad sugiriendo que también son rocas alteradas a pesar de tener un grado inferior de alteración. La alteración de rocas relacionada a la precipitación de minerales favorece la presurización de poros, lo cual aumenta la probabilidad de ocurrencia de un deslizamiento (Heap et al., 2021), especialmente bajo saturación en agua. Se constató la presencia de una zona saturada en agua en la parte colindante al oeste del deslizamiento (Figura 2 y 10).

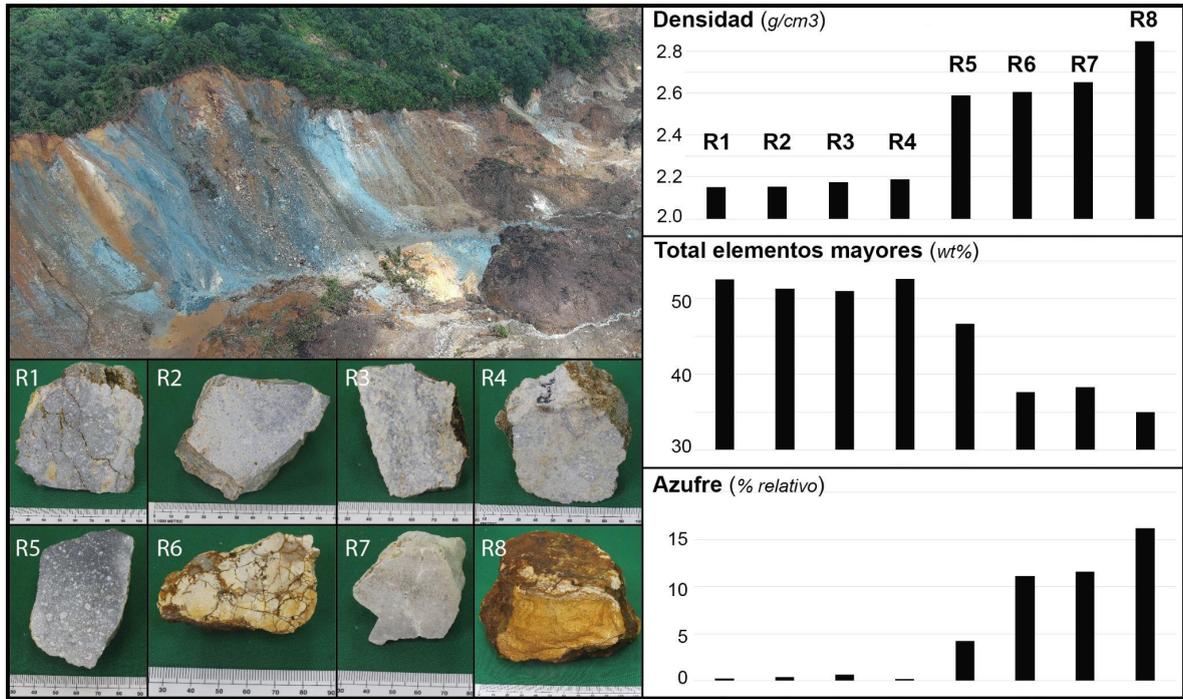


Figura 8: A la izquierda arriba: Foto de dron de la zona de ruptura mostrando rocas alteradas. A la izquierda abajo: Rocas analizadas recogidas cerca de la zona de ruptura. A la derecha: Análisis de algunos parámetros de caracterización de rocas (arriba: densidad de la roca equivalente densa, al centro: contenido en elementos mayores, abajo: contenido relativo en azufre).

Otras observaciones:

Se observó la presencia de una zona de poca pendiente al lado suroeste de la ruptura, saturada en agua. Además, se observaron grietas recientemente abiertas en el borde de esta zona saturada (Figura 10).

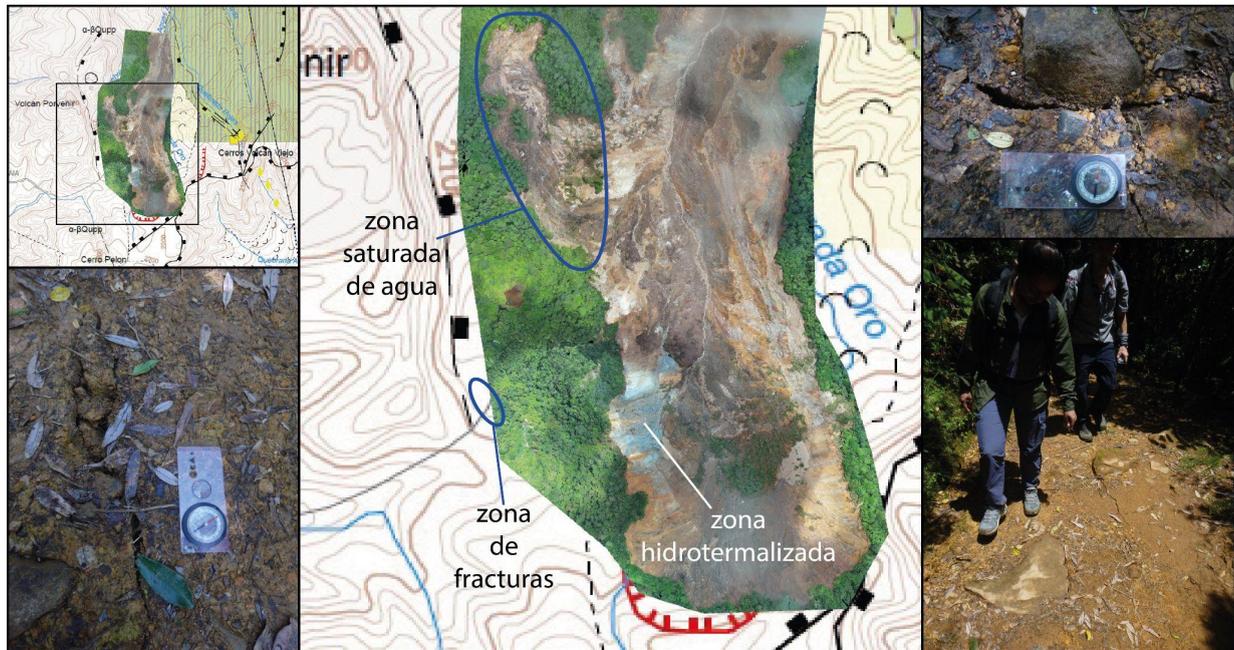


Figura 9: Ortomosaico del deslizamiento en superposición sobre el mapa geológico. Ubicación de la zona de fractura observada, de la zona saturada en agua y de la zona hidrotermalizada. Ilustraciones de grietas encontradas orientadas oeste-este.

Referencias:

- Heap M.J., Baumann T., Gilg H.A., Kolzenburg S., Ryan A.G., Villeneuve M., Russell J.K., Kennedy L.A., Rosas-Carbajal M., y Clynne M.A. (2021) Hydrothermal alteration can result in pore pressurization and volcano instability. *Geology*, v.49, <https://doi.org/10.1130/G49063.1>
- Huapya A.S., Rodríguez E., y Ceciliano A. (2021) Mapa geológico de la hoja Quesada 3346 IV, San José, Costa Rica, MINAE, DGM.
- Bontemps, N., Lacroix, P., Larose, E., Jara, J., & Taipe, E. (2020). Rain and small earthquakes maintain a slow-moving landslide in a persistent critical state. *Nature Communications*, 11(1), 780. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-14445-3>
- Chaves, E. J., & Schwartz, S. Y. (2016). Monitoring transient changes within overpressured regions of subduction zones using ambient seismic noise. *Science Advances*, 2(1), e1501289. <https://doi.org/10.1126/sciadv.1501289>
- Chaves, E. J., Schwartz, S. Y., & Abercrombie, R. E. (2020). Repeating earthquakes record fault weakening and healing in areas of megathrust postseismic slip. *Science Advances*, 6(32), eaaz9317. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz9317>
- Corominas, J. (1996). The angle of reach as a mobility index for small and large landslides. *Canadian Geotechnical Journal*, 33(2), 260-271.
- Le Breton, M., Bontemps, N., Guillemot, A., Baillet, L., & Larose, É. (2021). Landslide monitoring using seismic ambient noise correlation: Challenges and applications. *Earth-Science Reviews*, 216, 103518. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103518>
- Scheidegger, A. E. (1973). On the prediction of the reach and velocity of catastrophic landslides. *Rock mechanics*, 5(4), 231-236.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37–42. <https://doi.org/10.1038/34097>
- Schöpa, A., Chao, W.-A., Lipovsky, B. P., Hovius, N., White, R. S., Green, R. G., & Turowski, J. M. (2018). Dynamics of the Askja caldera July 2014 landslide, Iceland, from seismic signal analysis: Precursor, motion and aftermath. *Earth Surface Dynamics*, 6(2), 467–485. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-467-2018>
- Yamada, M., Mori, J., & Matsushi, Y. (2016). Possible stick-slip behavior before the Rausu landslide inferred from repeating seismic events: STICK-SLIP MOTION PRECEDING A LANDSLIDE. *Geophysical Research Letters*, 43(17), 9038–9044. <https://doi.org/10.1002/2016GL069288>

Un volcán activo dormido o despierto puede generar erupciones o deslizamientos de manera imprevisible, es decir, sin señales precursoras

apreciables en tiempo real. Además, los recursos humanos limitados del observatorio no permiten una vigilancia continua 24/7 de los volcanes.

**PARA INFORMAR, NO PARA ALARMAR
CIENCIA PARA LA SOCIEDAD.**

