



El deslizamiento de las Torres del Irazú del 2020 (Costa Rica): antecedentes, colapso y situación actual

**Cyril Muller¹, Javier Pacheco¹, Mario Angarita¹, Guillermo E. Alvarado²,
Blas Sánchez² y Geoffroy Avard¹**

¹Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica (OVSICORI),
Apdo. 2386-3000, Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica.

²Comisión Nacional de Prevención y Atención de Emergencias (CNE),
Unidad de Investigación y Análisis del Riesgo, Apdo. 5228-1000, San José.

Resumen

El presente trabajo presenta un recuento de las investigaciones que se realizaron desde el año 2011 en el sector inestable conocido como las Torres del Irazú, sobre uno de los deslizamientos mejor estudiados a nivel mundial mediante diferentes técnicas (observación visual, monitoreo con GPS, sismología, fotogrametría, elementos finitos). Se incluye, además, un recuento histórico entre la comparación de su volumen y pronóstico estimado con respecto a su real colapso ocurrido en la madrugada del 26 de agosto del 2020, cuando un volumen preliminar de 25 millones de metros cúbicos fue movilizado en la cuenca alta del río Sucio. El colapso dejó una corona con una cicatriz de unos 250 m de altura y una masa caótica de detritos volcánicos y de arbustos con bloques flotantes y pendientes laterales fuertes en el depósito. Nuevas grietas se establecieron hasta 260 m atrás de la corona dejada del megadeslizamiento, que definen un posible nuevo bloque inestable. Se reestableció el sistema de vigilancia GPS, de observación visual y se vierten una serie de recomendaciones para la reubicación de las torres dentro de dicho bloque, continuar con los estudios del material deslizado y sus efectos en la cuenca, así como del nuevo bloque establecido donde se ubican todavía varias torres.

Introducción

Los flancos del volcán Irazú son conocidos por poseer una zona con gran cantidad de deslizamientos de diversos tamaños (decenas de metros hasta km²), diferentes tipos (traslacionales, rotacionales, caída de bloques), tanto activos, latentes como fósiles, correspondiendo posiblemente a la región del país con mayor concentración de deslizamientos activos por un largo período de hasta dos siglos (Fig. 1).

La presente síntesis, compilación y actualización se enfoca principalmente en el deslizamiento de las Torres del Irazú, iniciado desde el año 2015. Se describe en detalle las mediciones y los estudios realizados con diferentes técnicas (observación visual, monitoreo con GPS, sismología, dron fotogramétrico, modelo de elementos finitos) y la comparación entre su volumen y pronóstico estimado con respecto al evento ocurrido el 26 de agosto del 2020. También se comenta sobre los posibles efectos hacia la cuenca del río Sucio y eventualmente hacia la parte superior de la cuenca del río Reventado.

Además, se realizan una serie de observaciones sobre otro sector que comenzó a presentar signos de inestabilidad debido a la descompresión producida por el colapso, con una serie de nuevas recomendaciones para las torres que todavía quedan en pie.

Con toda probabilidad, este es el primer deslizamiento monitoreado con ese grado de detalle y diferentes tecnologías en tiempo real, donde el pronóstico de su colapso fue acertado en su volumen, lapso de ocurrencia y área a ser afectada.

Los resultados acá presentados son preliminares y sujetos a cambios conforme continúen las investigaciones de detalle y el análisis integral de toda la información.

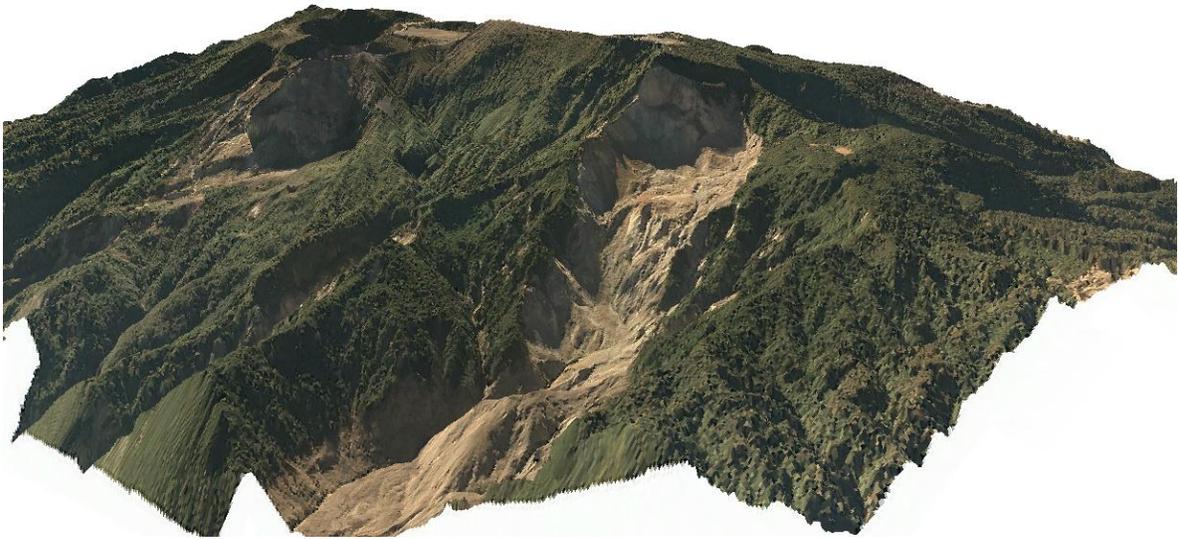


Fig. 1. Modelo 3D de la cumbre del Irazú basado en imágenes fotogramétricas. Arriba se observa el volcán Irazú observado desde el occidente mirando al oriente. En ambas imágenes se observan en primer plano el gran deslizamiento de Las Torres hacia el río Sucio y el deslizamiento al norte del cráter Principal del Irazú. De modo espejular, se observa el anfiteatro de Prusia con los restos del pequeño lago El Derrumbo. Imagen tridimensional fotogramétrica según aerotriangulación (ortofotomosaico) realizada el 2 de junio del 2015, aportada por Aerodiva y CNE.

Metodologías

Desde el 2015, el OVSICORI-UNA ha estado realizando campañas de mediciones de GPS en la cumbre del Irazú. Luego, por razones de seguridad, se abandonaron las campañas que implicaban la presencia de un operador en el bloque en movimiento. En mayo del 2018, se favoreció la instalación de una antena permanente GPS (Fig. 2). Las grandes ventajas de este tipo de mediciones es que: a) no se requiere un operador en la zona peligrosa durante las mediciones, b) una medición continua (determinación del movimiento cada hora) y más precisa del proceso geológico).



Fig 2. Instalación de una antena de GPS permanente en el bloque en movimiento con el receptor, medio de comunicación y alimentación en la parte estable.

Otra herramienta empleada por el OVSICORI-UNA es la fotogrametría, una técnica geodésica que permite, a partir de fotografías aéreas y de referencias geográficas en el suelo, proveer un modelo numérico 3D del terreno, o en este caso de la superficie (incluyendo árboles y edificios) y un orto-mosaico. El primer producto permite estimar cambios de la morfología del terreno (pendientes, diferencia de altura y volúmenes) mientras que el orto-mosaico es un ensamblaje de las fotografías, proyectadas sobre un modelo numérico del terreno. Esto permite obtener un mapa de fotografías, sobre el cual se pueden realizar mediciones de distancias y superficie. Típicamente, estos dos productos alimentan las bases de datos como la de *Google Earth*. Esta misma técnica fue empleada

por la Comisión Nacional de Prevención de Riesgos y Atención de Emergencias (CNE) y Aerodiva en el I semestre 2015).

A ello se le debe de agregar una red de estaciones sismológicas y de infrasonido del OVSICORI-UNA.

Una caracterización geomorfológica de los deslizamientos de las cuencas superiores del Reventado y del Sucio fue realizado por Mora y Pirulli (2017), quienes a su vez aplican la técnica de elementos finitos asumiendo que los materiales que componen la ladera siguen un comportamiento elasto-plástico, donde sus parámetros de resistencia al corte son progresivamente reducidos hasta que se produce el colapso.

Geología de los alrededores

En el estudio geológico incluido en el informe del ICE (1965), se habla que en la cuenca superior del río Reventado se presentan interestratificados lahares antiguos, tobas y coladas de lava con espesores de 0.75 m hasta unos 30 m, cortados por diques pequeños, el más grande de unos 5 m de grosor. Se presenta además alteración hidrotermal muy desarrollada en la parte superior de la cuenca, adquiriendo los depósitos rocosos coloraciones de gris, blanco, rojizo y amarillo. Agrega que varias fallas cortan las unidades, dos de ellas sobresalen con rumbos N40°E y N35°W. Las unidades parecen tener una inclinación primaria de entre 5° y 20°; solo un afloramiento mostró un buzamiento de 70°, asociado por ellos posiblemente a una falla.

En la cuenca superior y media del Reventado sobresalen los deslizamientos activos y latentes por más de medio siglo como los de Sabanilla, Prusia, Retes, Ortiga, Pavas, Llano Grande, Tierra Blanca, Misión, San Blas o Banderilla (ICE, 1965; Vahrson y Cartín, 1992), mientras que en el flanco norte del Irazú destacan una serie de cicatrices o coronas de deslizamientos activos, inactivos y fósiles, tales como los del río Sucio (oeste y norte) o el llamado deslizamiento del Irazú de 1994, entre muchos otros (Alvarado *et al.*, 2013; Mora y Pirulli, 2017; Fallas *et al.*, 2018) o aquellos deslizamientos disparados por el terremoto Patillos del 30 de diciembre de 1952 (Montero y Alvarado, 1995). A ello le debemos agregar que en el pasado han ocurrido grandes deslizamientos en todos sus flancos del tipo avalanchas de escombros volcánicos prehistóricos (*volcanic debris avalanches*) o incluso históricos que han dejado anfiteatros o calderas de avalancha (Alvarado *et al.*, 2004, 2013; Hidalgo *et al.*, 2004; Pavanelli *et al.*, 2004).

Waldon (1967) comenta que, en la cuenca del río Reventado, debido a las cenizas del Irazú entre 1963 y 1965, la vegetación fue destruida entre un 95 y un 100 %, aunque no habla de un gran deslizamiento en dicho sector, pero sí de la intensa erosión. Krushensky (1972) y Vahrson y Cartín (1992), entre otros, reconocen una serie de deslizamientos activos (principalmente sobre los 2800 m s.n.m.) e inactivos (por debajo de 2800 m s.n.m.) llamados en su conjunto deslizamiento de Sabanilla. La reactivación de este deslizamiento comenzó en 1964 con la actividad del Irazú y la ocurrencia de pequeños deslizamientos de bloques de coladas de lava sobre depósitos de lahares antiguos (Krushensky, 1972). Al deslizamiento de Sabanilla, Mora y Pirulli (2017) lo llaman el deslizamiento inactivo Retes,

mientras que el deslizamiento actualmente activo cerca de la arista montañosa, lo llaman deslizamiento activo río Sucio Oeste, también mencionado por ellos mismos como el deslizamiento Las Torres.

Krushensky (1972) establece que gran parte de la unidad por deslizarse está en el Miembro Superior de la Formación Reventado, compuesta por coladas de lavas andesíticas con lahares meteorizados en diferente grado y algunas capas de tobas. Esta unidad está presumiblemente sobreyacida por la Formación Sapper, conformada por coladas de lavas, localmente silicificadas, con lahares abundantes con diferente grado de meteorización y capas de tobas.

Por su parte, la geología de la parte superior de la cuenca del río Sucio no se ha realizado por su difícil acceso y peligrosidad (deslizamientos activos, acantilados, cascadas, rápida generación de crecidas o cabezas de agua). Tan solo se sabe que está conformada predominantemente de rocas volcánicas con fuerte tectonismo e hidrotermalismo en ciertos sectores. Sin embargo, cuando se analizan las fotografías de bajo ángulo, tomadas con dron (también llamado como UAV de *Unmanned Aerial Vehicle* o RPAS de *Radio Piloted Aerial System*), se puede determinar a *grosso modo* una estratigrafía que se puede correlacionar con la descrita para las áreas cratéricas del Irazú por Alvarado (1993) y Alvarado *et al.* (2006), exposiciones distantes un kilómetro del deslizamiento (Cuadro 1; Fig. 3).

Cuadro 1: Correlación estratigrafía preliminar presente en la corona del deslizamiento Las Torres. Se requiere de más estudios para afinarla.

Número	Descripción	Espesor (m)	Unidad (es)	Comentario
1	Capa de piroclastos (tefras) recientes	~2	Alfaro e históricas	Material suelto a algo compacto, color gris.
2	Aglomerado	~10-12	Tristán	Presenta fracturas verticales, irregulares con un espaciamiento de 1-3 m. Color rojizo. Forma el primer escalón o terraza.
3	Predominantemente rocas piroclásticas estratificadas con tonos de grises	~25	Dóndoli	Forma un primer acuitardo colgado en su base.
4	Predominantemente rocas piroclásticas gris-amarillentas	~15	?	Forma un segundo acuitardo colgado en su base.
5	Predominantemente rocas piroclásticas gris-amarillentas	~30	Sapper	
6	Rocas volcánicas hidrotermalizadas (colores amarillentos-anaranjados) con fracturamiento vertical en primer grado y oblicuo en segundo grado.	>150	Reventado	Material inestable que ocasiona los deslizamientos.



Fig. 3. Vista panorámica del deslizamiento Las Torres antes y después, así como su posible estratigrafía (Cuadro 1).

El deslizamiento activo de Las Torres del Irazú (2011-2020)

Periodo 2011-2014

A partir del 2011 se empezaron a notar en los registros sísmicos algunos eventos sísmicos de baja frecuencia, casi monocromáticos. Sin embargo, dado que los instrumentos que se encontraban instalados en el edificio volcánico del Irazú consistían de sismómetros de período corto con muchos años de funcionamiento, no fue posible determinar las características de los mismos.

En el 2012 se instaló la primera estación de banda ancha en la finca Retes, ubicado en la ladera suroeste de volcán. Estos equipos permitieron reconocer por primera vez la ocurrencia de sismos de baja frecuencia en el volcán Irazú (Fig. 4) y diferenciarlos de sismos tectónicos locales o registros de otra naturaleza no asociados al volcán. Son tres las características que llaman la atención sobre estos eventos; a) su baja frecuencia, con un corto inicio en una banda amplia de frecuencias hasta 5 Hz y el cuerpo principal con una concentración de energía con frecuencias alrededor de 1.52 Hz. b) La repetitividad, esto muestra un proceso conservativo, ya que se repite en el mismo lugar y con el mismo mecanismo. c) Un período de recurrencia de alrededor de 24 horas.

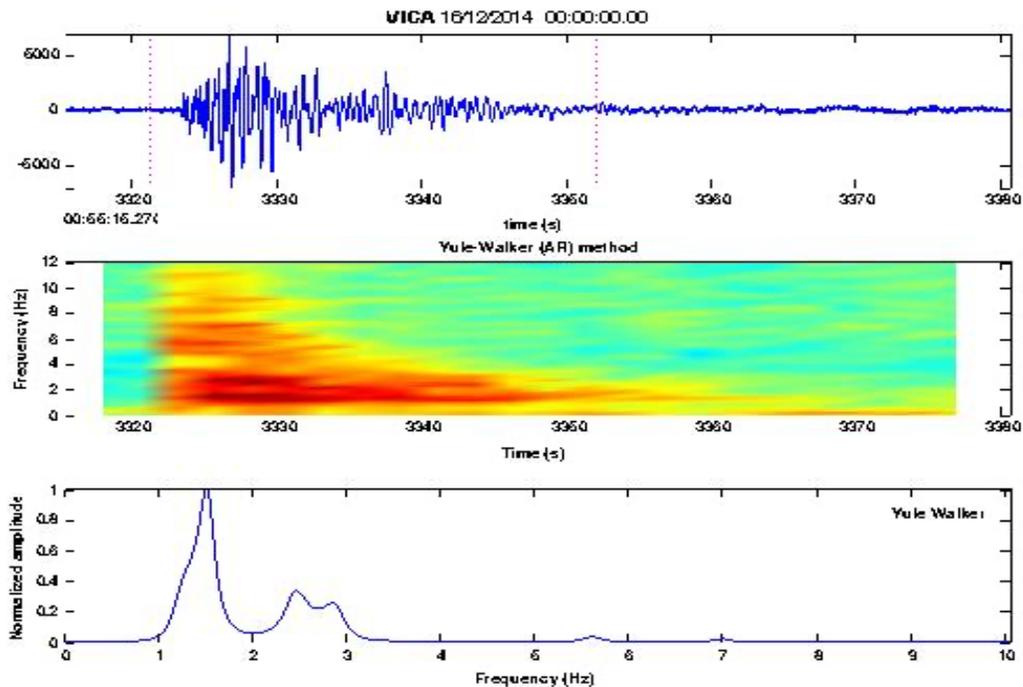


Fig. 4. Sismo de baja frecuencia registrado en la cima del volcán Irazú probablemente asociados a la reptación de un bloque. Arriba el sismograma, en el medio el espectrograma, abajo el espectro de frecuencias.

La Fig. 5 muestra el tiempo entre eventos desde el 2012 hasta el 2014. El proceso se muestra bastante estable hasta ser perturbado por el sismo de Nicoya del 2012; inmediatamente después del sismo el tiempo entre eventos disminuye hasta casi 10 horas entre eventos, lo que muestra una desestabilización del sistema luego del sismo. En diciembre del 2012 se recupera el sistema, mostrando tiempos cercanos a 24 horas nuevamente, sin embargo, a partir del 2013 empieza a disminuir paulatinamente el tiempo entre eventos hasta diciembre 2014, cuando se acelera el proceso hasta que se produce el colapso de un bloque en la ladera oeste del volcán. La ocurrencia de estos eventos siempre fue un enigma, ya que el volcán no presentó durante esos años actividad en superficie ni otras manifestaciones que se pudieran asociar a los sismos de baja frecuencia. *A posteriori*, se puede inferir que estos eventos estuvieron relacionados con el movimiento de reptación del bloque, que más tarde se desprendió y a una migración de fluidos debido a este movimiento. Aunque de manera cruda, los eventos se localizaron en el flanco oeste, en la zona de las Torres.

Durante el 2014 (Fig. 6), particularmente a partir de junio se estuvieron registrando deslizamientos desde la parte cuspidal caribe del volcán Irazú (Pacheco et al., 2015).

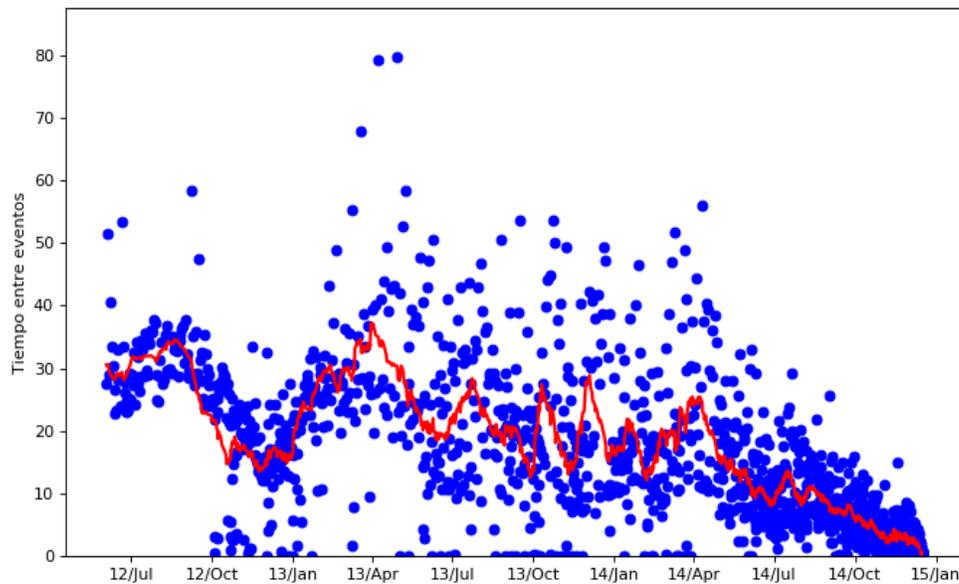


Fig. 5. Serie de tiempo entre eventos de baja frecuencia (puntos azules), desde el 2012 hasta el 2014 promedio corrido de 20 puntos (línea roja).



Fig. 6. Comparación de la región inestable en el flanco norte de la cima del Irazú entre el 2012 y el 2014 (Pacheco et al., 2015).

Megadeslizamiento del 17 de diciembre 2014

Para el 17 de diciembre del 2014, el tiempo entre eventos de baja frecuencia se empezó a acortar aceleradamente hasta fusionarse en un temblor (Fig. 7) antes de producirse un megadeslizamiento el 17 de diciembre del 2014, que más tarde fue localizado en el flanco oeste.

El deslizamiento se registró en casi toda la red sísmica del Valle Central y alrededores. Se calcula que millones de metros cúbicos se deslizaron al oeste de la cumbre del Irazú (Fig. 8). La pérdida de este volumen, de las paredes del flanco NW del Irazú, contribuyó a la inestabilidad de ladera que se manifestó como un deslizamiento en el sector donde se ubican las torres de telecomunicaciones. El deslizamiento generó una ola de tierra y rocas de más de 50 m de altura en el primer kilómetro de recorrido (Fig. 9), con una superficie deslizada de unas 40 hectáreas (900 m x 600 m) para un volumen estimado de $28 \times 10^6 \text{ m}^3$ y un depósito con 80 m de espesor máximo, que afectó hasta 4 km de la fuente (Muller et al., 2015; Muller y Angarita, 2018).

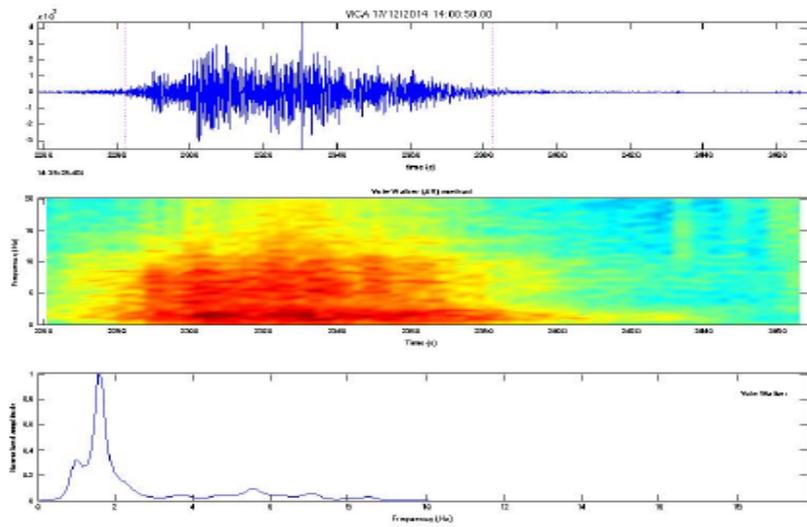
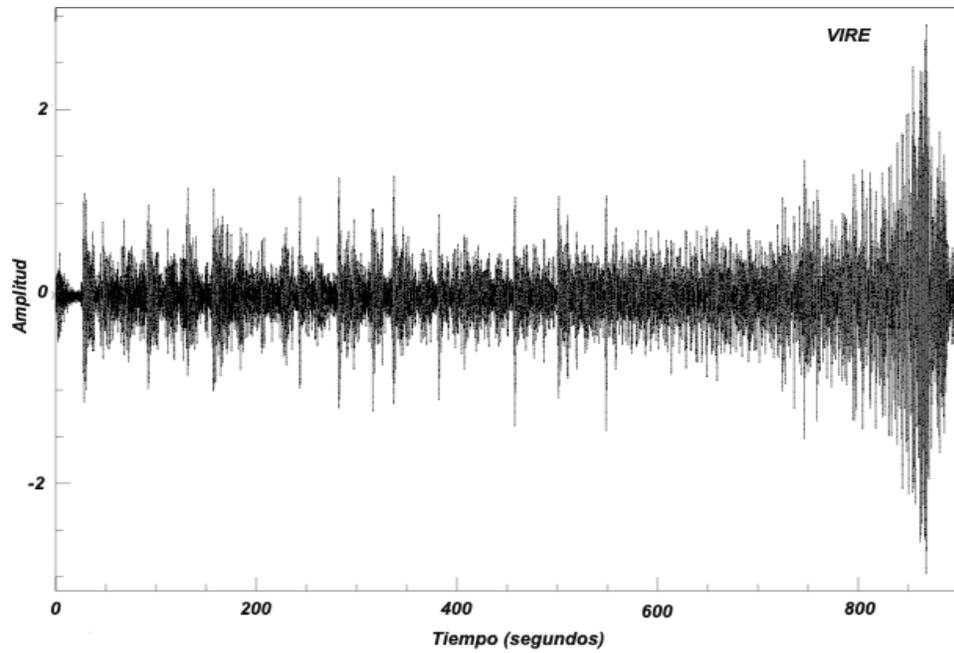


Fig. 7. A) Coalescencia de los sismos de baja frecuencia en un solo tremor minutos antes del deslizamiento. B) Registro sísmico en la parte superior, en el medio el espectrograma y abajo el espectro de frecuencias.

Colapso del 17 de diciembre 2014,
28 millones de metros cubicos
($28 \times 10^6 \text{ m}^3$)

Colapso del 16 de junio 2015
 $182'000 \text{ m}^3$ ($18 \times 10^4 \text{ m}^3$)

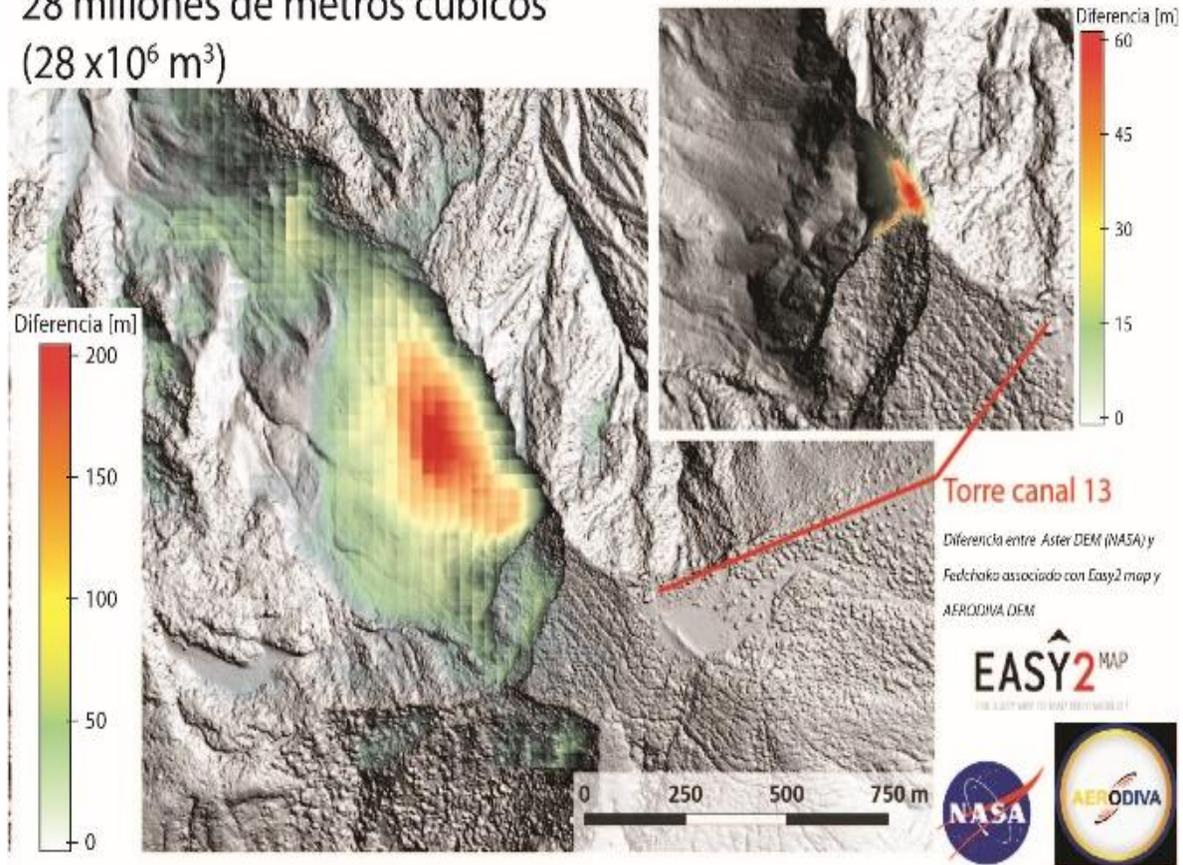


Fig. 8. Las imágenes del terreno inferiores presentan la diferencia de altura entre el modelo numérico 3D del deslizamiento del 17 de diciembre del 2014 registrado en la estación VICA. Un deslizamiento menor ocurrió el 15 de junio del 2015, erróneamente en la figura adjunta puesto por del día 16 (Muller et al., 2015).

Los sismos volcánicos de baja frecuencias (LF) que se venían registrando desde fines del 2011 en el Irazú, se dejaron de registrar súbitamente a partir del deslizamiento. Minutos después del deslizamiento del 17 de diciembre del 2014, se empezaron a registrar enjambres de sismos tectónicos hacia el oeste del cráter Principal del volcán Irazú. Los enjambres más importantes se registraron el mismo 17 de diciembre y el 11 de febrero, aunque se siguieron registrando con menor frecuencia hasta el día de hoy. La Fig. 10 muestra la localización de los sismos registrados entre los volcanes Irazú y Turrialba durante el mes de febrero del 2015. Nótese que la sismicidad muestra una distribución que sugiere una falla con orientación NNW, casi vertical ligeramente inclinada hacia el este. La sismicidad es muy superficial entre 0 y 5 km de profundidad (Muller et al., 2015; Pacheco et al., 2015). Resulta probable que la liberación del peso, producto del deslizamiento, dispara esta actividad sísmica y que el cambio en la presión de poro del sistema hidrotermal inhibiera los sismos de baja frecuencia.

El monitoreo de los gases en el flanco norte del Irazú ha mostrado ciertos cambios en la composición de las emisiones desde el 2013. En diciembre del 2014 se detectó la presencia de SO₂ (hasta 12 ppm), aunque las composiciones de los gases en general eran meramente del tipo hidrotermal, evidenciado por las razones altas de CO₂/SO₂ y H₂S/SO₂ con temperaturas alrededor de los 80 °C (Pacheco et al., 2015).

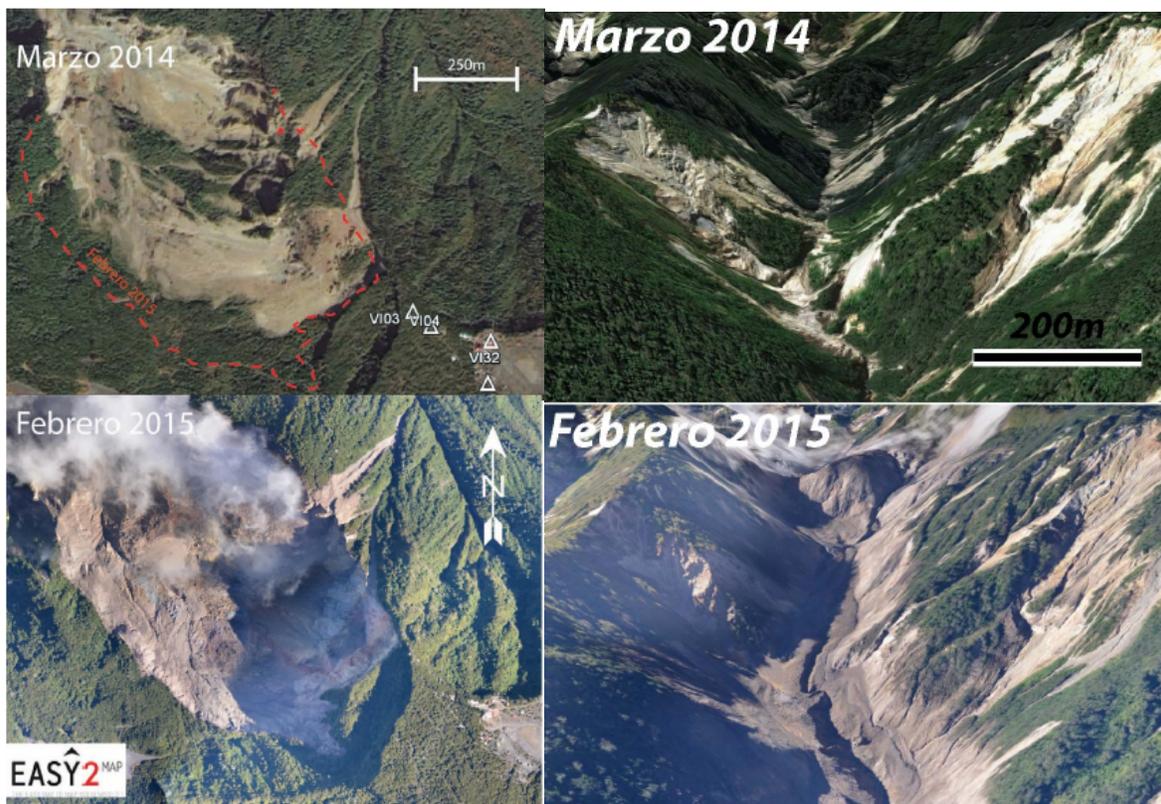


Fig. 9. Comparación de las diferencias en el deslizamiento Las Torres entre marzo del 2014 y febrero del 2015 (Muller et al., 2015). Se observa no solo el sector deslizado con el agrandamiento de la corona, sino, además, la ola de rocas y suelo generada aguas abajo en el río Sucio por el deslizamiento del 17 de diciembre del 2014 de más de 50 m altura.

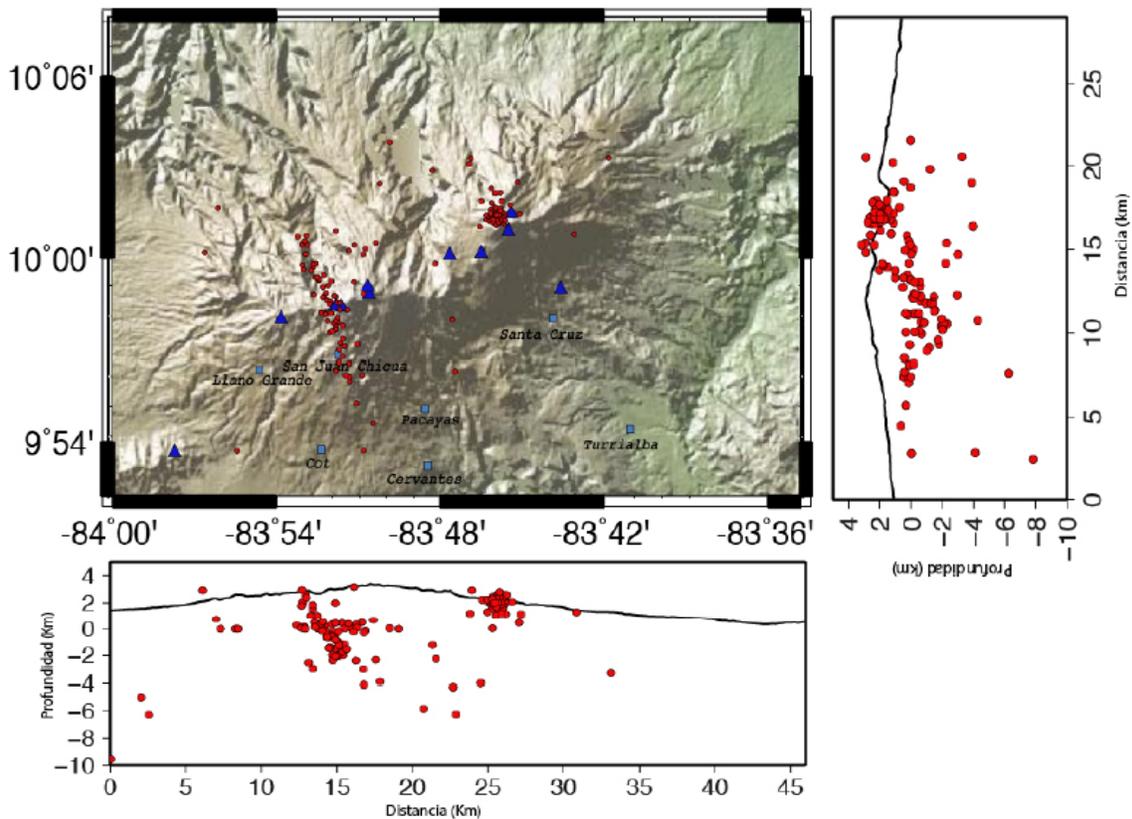


Fig. 10. Mapa de epicentros (puntos rojos) y perfiles sismológicos de los sismos en febrero del 2015 localizados con las estaciones sismológicas cercanas (triángulos azules).

Periodo 2014-2020

Aunque han ocurrido varios deslizamientos, un evento importante ocurrió el 15 de junio del 2015 ($1.5 \times 10^6 \text{ m}^3$), otros colapsos menores se presentaron posteriormente (Muller y Angarita, 2018) (Fig. 8). El Cuadro 2 presenta un resumen de las campañas de medición fotogramétrica. Sin embargo, lo que hay que resaltar más es que el deslizamiento no ha parado de moverse evidenciando movimientos de varios metros por año (Fig. 11, 12 y 13).

Cuadro 2: Evolución de los volúmenes entre cada vuelo dron (Muller y Angarita, 2018).

Fecha del vuelo	Volumen deslizado m^3	Volumen del depósito m^3
05-12-2016/12-09-2017	60 000	380 000
12-09-2017/09-11-2017	110 000	300 000
09-11-2017/11-01-2018	83 000	200 000
11-01-2018/16-05-2018	130 000	260 000
16-05-2018/08-11-2018	80 000	80 000
05-12-2016/08-11-2018*	220 000	600 000

*El total del volumen del excavado y del depósito no corresponden a la suma de los volúmenes por separado, dado que hay erosión durante esos dos años y los errores de estimación de los volúmenes parciales rondan el 20-40 %.

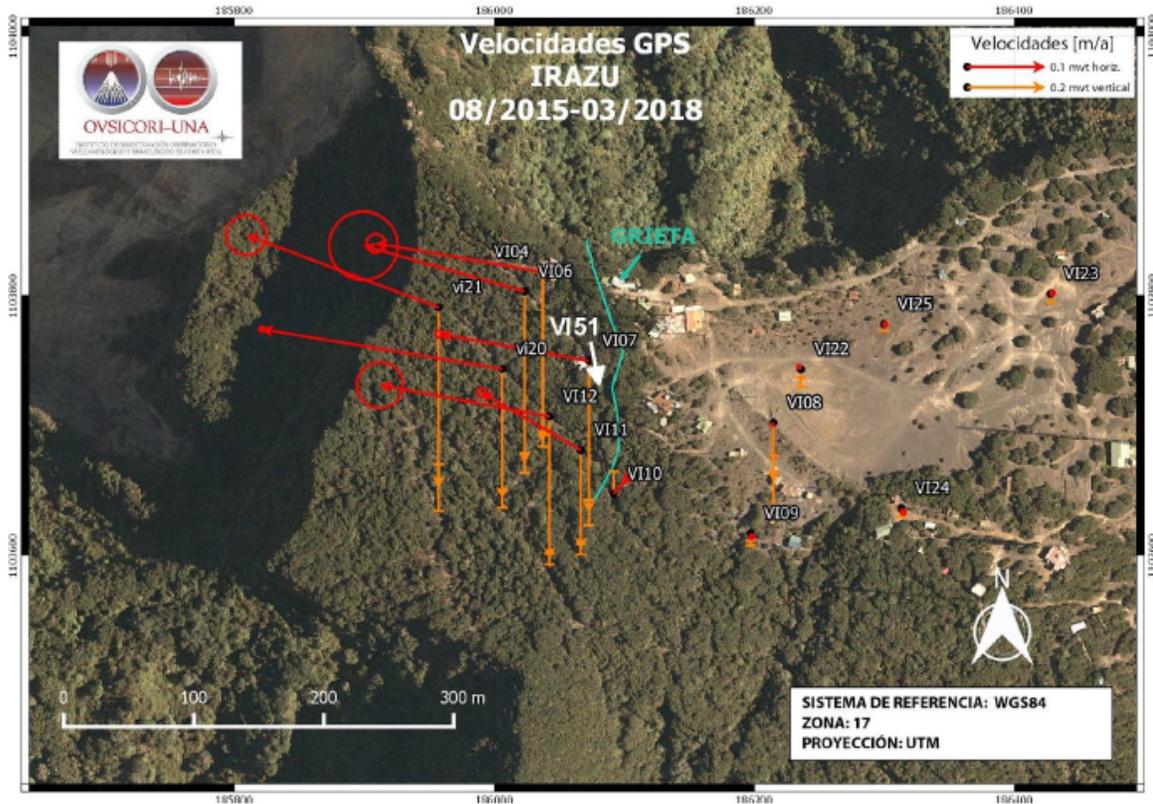


Fig. 11. Velocidades promedio entre el 2015 y 2018 de la zona del bloque que se desliza. Los vectores rojos y anaranjados muestran las velocidades horizontales y verticales, respectivamente; la escala de las velocidades verticales es el doble de las velocidades horizontales (Muller y Angarita, 2018).



Fig. 12. Evolución de la grieta principal entre noviembre del 2017 y octubre del 2018 (Muller y Angarita, 2018).

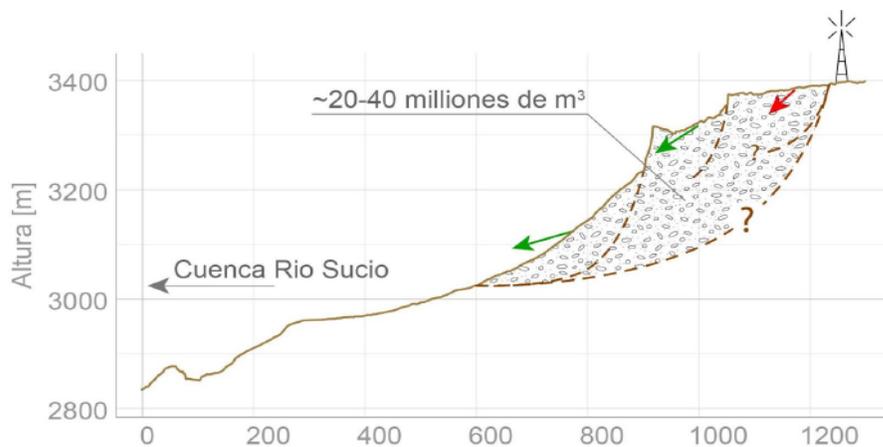
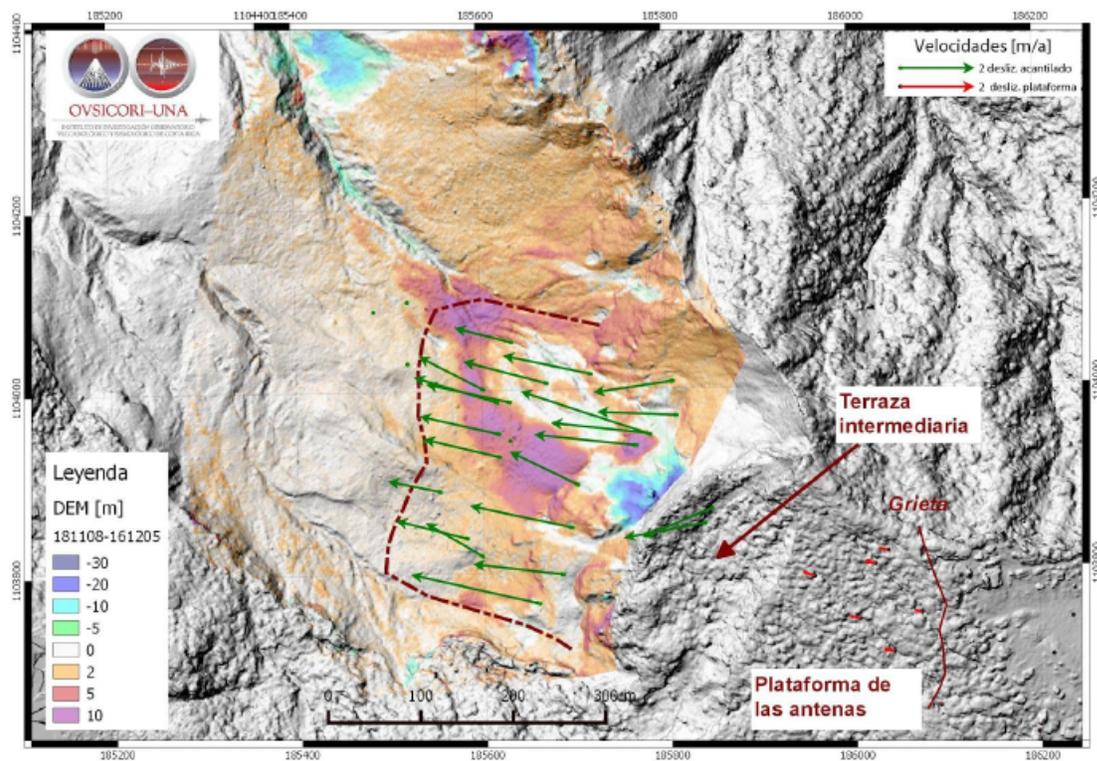


Fig. 13. Comparación entre dos modelos digitales donde las zonas coloreadas muestran las diferencias de altura entre los modelos numéricos del terreno (05-12-2016 vs. 08-11-2018) y el perfil E-W. Los vectores rojos indican las velocidades en las antenas; los verdes corresponden con el deslizamiento del pie del acantilado de 300 m detectados por fotogrametría. La línea punteada rojo oscuro delimita el deslizamiento activo al pie de la plataforma. El deslizamiento al pie del acantilado es casi un orden de magnitud mayor (velocidades 2-3 m/año) de lo que se observa en la plataforma de las antenas. Abajo el perfil o corte esquemático y los volúmenes implicados que fueron pronosticados por Muller y Angarita (2018).

A finales del año 2018, se detectó por primera vez un movimiento activo al pie del acantilado del bloque. La peligrosidad del pie del acantilado impidió medir con GPS, aunque esta zona era cubierta por mediciones fotogramétricas, sin embargo, la fotogrametría es una técnica menos precisa que las mediciones GPS y por lo tanto, detectar movimientos de algunas decenas de centímetros sin punto de control medido por GPS estaba fuera del alcance de la técnica de medición. Las fuertes lluvias del final del año 2018 incrementaron la velocidad del bloque. Este incremento permitió detectar con fotogrametría, un movimiento de casi un orden de magnitud mayor (velocidades 2-3 m/año), al movimiento registrado en cima del bloque (Fig. 13). Con base en estas observaciones es que el OVSICORI-UNA instaló una estación de GPS permanente en el bloque, teniendo así un sistema de vigilancia continua (movimientos del bloque en tiempo real). Se implementó el método de la velocidad inversa para intentar anticipar un eventual colapso del bloque (más detalles en el siguiente capítulo).

Aunque la velocidad del bloque en movimiento nunca se estancó; la aceleración era lenta durante el año con un pico al final del año debido a la acumulación de las lluvias en el sistema. Sin embargo, desde mayo 2020 el bloque aceleró bruscamente (Fig. 14). La velocidad entre 1.4 y 1.5 m/año en abril aumentó a casi 2m/año al inicio del mes de junio. Esta brusca aceleración podría relacionarse con un período particularmente lluvioso en mayo 2020 o por los procesos mecánicos internos al bloque. En los meses siguientes y hasta el 26 de agosto, fecha de la ruptura, la velocidad del bloque aumentó de manera exponencial.

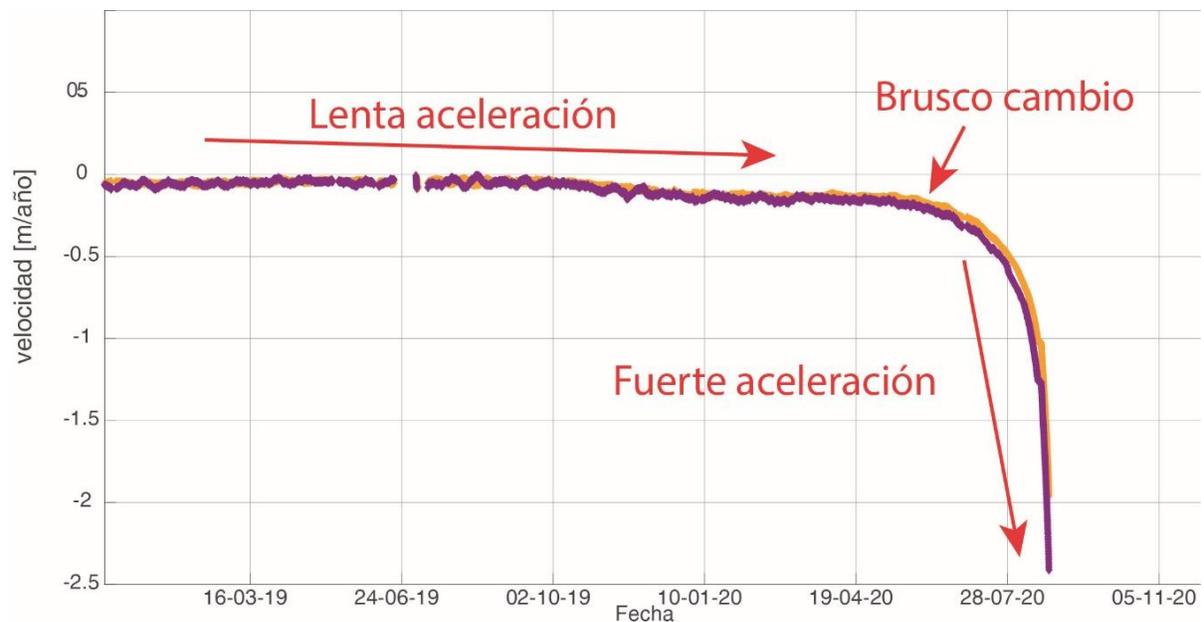
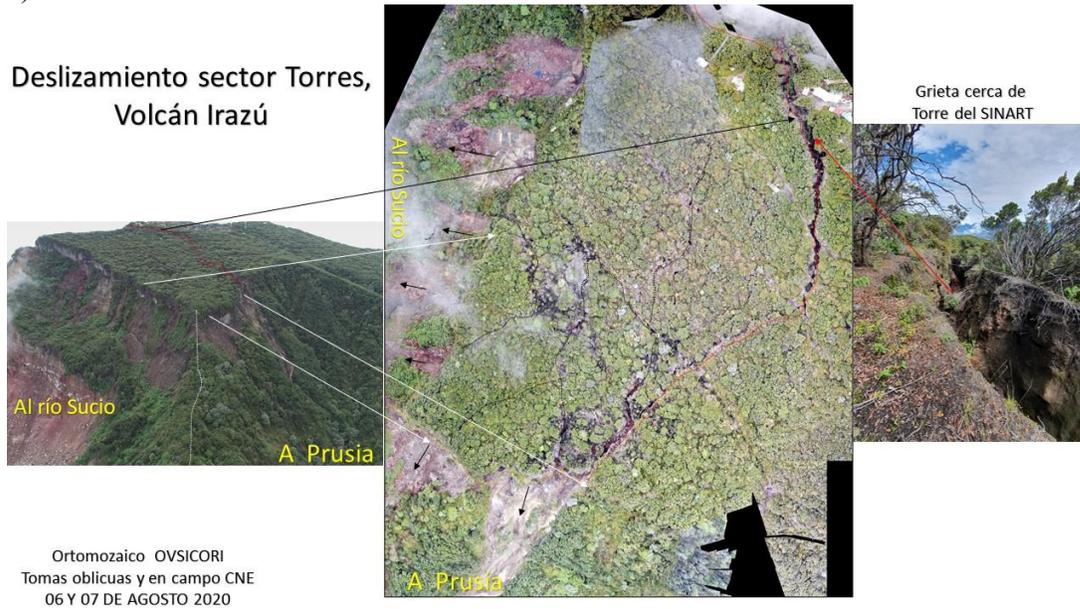


Fig. 14. Cambio de velocidades del deslizamiento entre 2019 y 2020.

Durante este periodo antes de la ruptura se empieza a detectar, a partir del último vuelo fotogramétrico (19-08-2020), grietas visibles en la superficie del bloque en movimiento. Entre febrero y agosto 2020, los movimientos eran tan importantes que se pudo mapear con fotogrametría los movimientos del bloque por sectores. Se pudo observar

que, en el sur del bloque, los desplazamientos eran ~ 3 veces más rápidos que los que se observaba en el punto GPS del OVSICORI y la orientación era entre el oeste y el suroeste. Eso permitió determinar que parte del material ($\sim 1\%$) podría colapsar en dirección al parque del sector de Prusia. Este bloque inestable se observó por lo menos desde enero del 2020 (Fig. 15, 16).

a)



b)

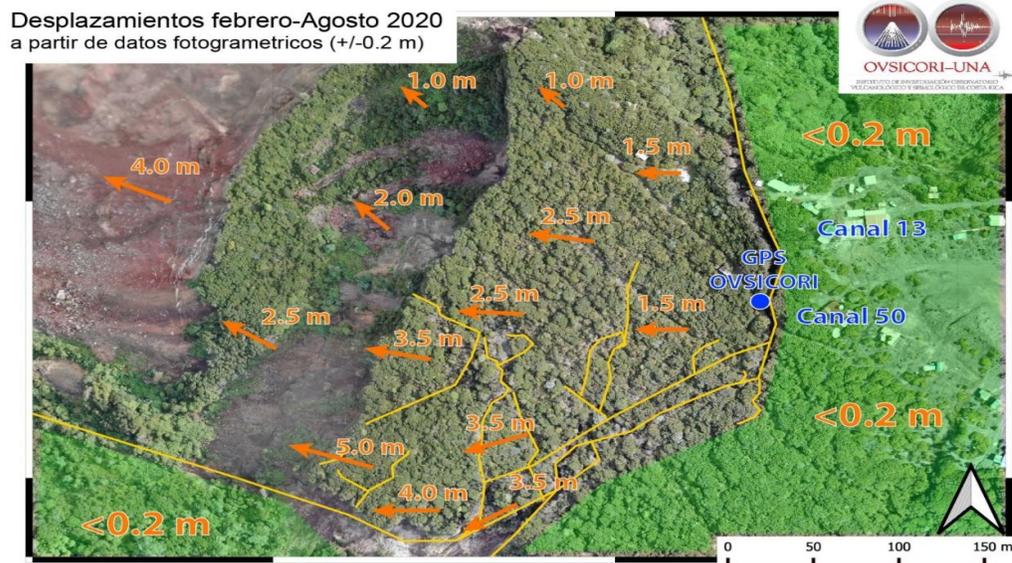


Fig. 15. Arriba estado del deslizamiento al 14 de agosto del 2020 (fuente CNE). Abajo, las grietas visibles en el bloque, así como los desplazamientos entre febrero y agosto 2020 en diferentes partes del bloque. En el sur, los desplazamientos eran ~ 3 veces más rápidos (en sentido W y SW), por lo que una pequeña porción de esa arista montañosa podría caer hacia Prusia.



Fig. 16. En el sector donde quedaba el antiguo lago Derrumbo (sendero El Puma, sector Prusia), hoy día un sector pantanoso. Se observa cerca de la torre en la cúspide, unos deslizamientos pequeños, que corresponde con el pequeño bloque o varios menores. La fotografía fue tomada el 16 de enero del 2020.

Durante este periodo antes de la ruptura, se detectó en los registros sísmicos del OVSICORI un incremento sustancial en el número de deslizamientos registrados (Fig. 17). La curva exponencial indicaba una clara desestabilización del sistema. Estos deslizamientos no se pueden localizar con precisión, sin embargo, las crudas localizaciones los ubican en el cráter principal y en el flanco oeste del volcán.

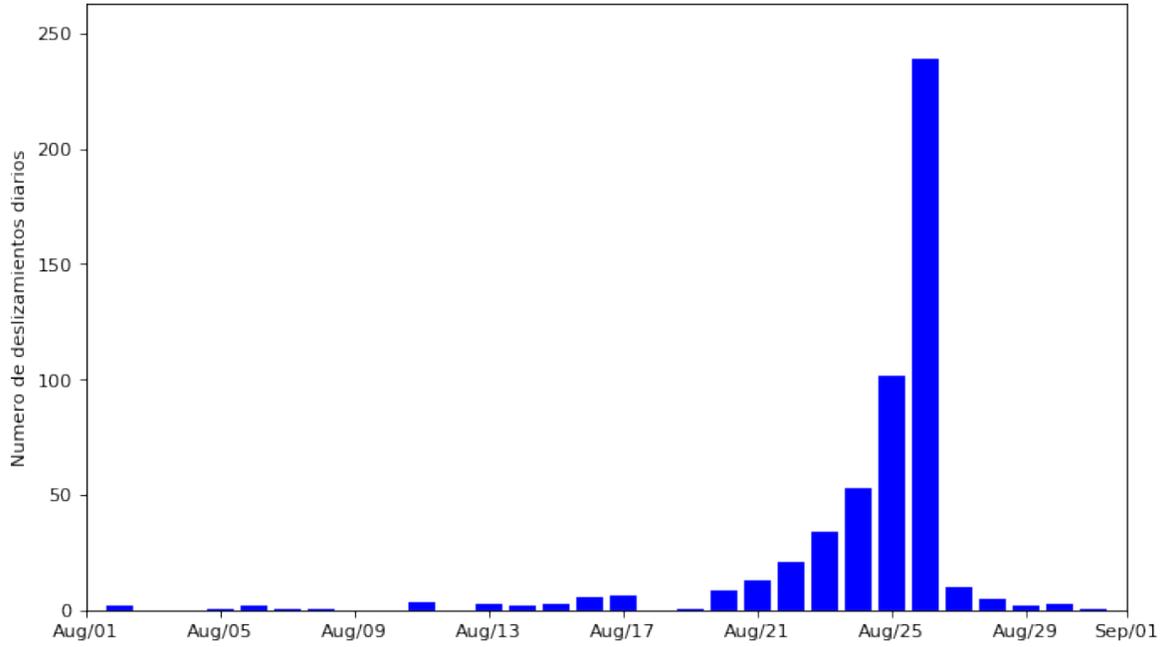


Fig. 17. Número de caídas de bloques que se contabilizaron diariamente durante el mes de agosto a partir de los registros sísmicos de estaciones ubicadas en la cima y alrededores del volcán Irazú.

Pronóstico del deslizamiento y posibles efectos

Mora y Pirulli (2017) establecen que en el caso de deslizarse el bloque del deslizamiento activo del río Sucio Oeste, su volumen sería de unos $7 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. 18), pero también consideran que un bloque podría caer hacia Prusia con un volumen de $3.5 \times 10^6 \text{ m}^3$, el cual podría disparar lahares si coincide con la época lluviosa, algunos de ellos podrían alcanzar los diques de Taras de Cartago.

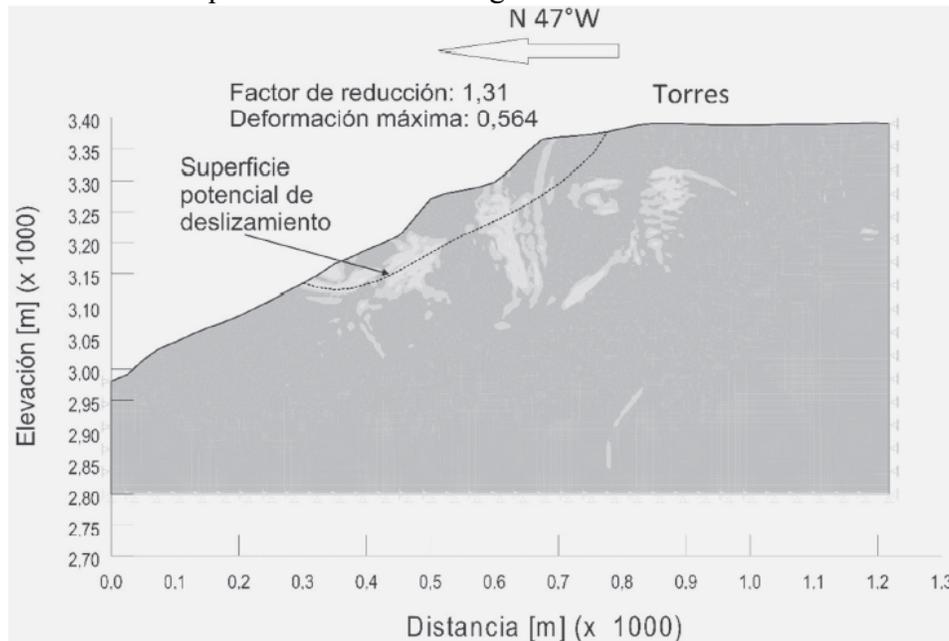


Fig. 18. Desarrollo del colapso de la ladera mediante elementos finitos (Mora y Pirulli, 2017).

Con los datos GPS y fotogramétricos no solo fue posible definir mucho mejor los vectores y velocidades de movimiento, así como el volumen a deslizarse, sino además un posible pronóstico del lapso a colapsar. Para ello, un método muy usado para estimar el tiempo de ruptura de una ladera es el método de “*accelerating creep*” (Saito, 1969), donde se puede estimar el tiempo de la ruptura por extrapolación hasta cero de la tendencia de la velocidad inversa del movimiento (Carlà et al., 2017). El principio físico de este método es que antes de una ruptura o un colapso se observa un incremento exponencial de la velocidad. Para un pronóstico, se trata de anticipar el momento en lo cual la velocidad va pasar de centímetros por año a metros por segundos. Saito 1969 encontró que extrapolando el inverso de la velocidad ($1/\text{velocidad}$) hasta cero, da una estimación de la fecha del colapso. Esto porque las velocidades aumentan, más cerca de cero es el inverso de la velocidad.

Teniendo estas bases teóricas, se estuvieron realizado continuamente pronósticos de la ventana de ruptura a partir de las observaciones GPS. Inicialmente, se usó la posición de los sitios para cada campaña de mediciones GPS en el bloque en movimiento, por lo que se pudo estimar una velocidad para cada componente. Basado en ellos, se calculó la velocidad sobre una ventana de varias campañas para aumentar la señal y bajar el ruido.

Adicionalmente, se seleccionan los sitios más cercanos a la grieta principal, preferentemente aquellos a 50 m o menos (Muller y Angarita, 2018).

El pronóstico tenía, sin embargo, una importante variación según el tipo de regresión y el componente horizontal o vertical utilizado. La estimación de la fecha de la ruptura variaba entre 1 y más de 8 años. Utilizando solo la componente vertical, la aceleración era menor y se estimó una ruptura entre diciembre del 2020 y junio del 2027. Para la componente horizontal, la ruptura estimada fue entre abril del 2019 y julio del 2021. Considerando estos resultados la ruptura podría ocurrir con mayor probabilidad entre el 2019 y finales del 2022 (Fig. 19).

Cabe recalcar que este método no toma en cuenta información de lluvia ni de terremoto ni tampoco indica si la ruptura ocurre parcialmente o sobre la totalidad del bloque. Claramente, el deslizamiento puede ocurrir por episodios mediante rupturas menores, o bien, ser acelerado por un evento de lluvias torrenciales o un terremoto (Mora y Pirulli, 2017; Muller y Angarita, 2018).

A partir de mediciones continuas, se pudo observar varios picos de aceleración y acercamiento de la fecha de ruptura, para luego alejarse de nuevo. Por ejemplo, en diciembre 2019 la ventana de ruptura se acercó hasta menos de 2 meses para luego alejarse de nuevo a 2021. Este es un ejemplo que muestra cómo el modelo de velocidad inversa no toma en cuenta la estacionalidad ni otros eventos que podrían aumentar la aceleración del movimiento, tales como sismos fuertes.

A partir de mayo 2020, luego de unas intensas lluvias, la aceleración aumentó y por lo tanto la ventana de ruptura se acercó. El 13 de agosto, el OVSICORI reporta velocidades entre 8 y 10 m/año (2-3 cm/día) que presentan un incremento de un 30 % con respecto a la semana previa (unos 3 m/año) pero para 19 del mismo mes, las velocidades se incrementan entre 12 y 14 m/año (4 cm por día). La Fig. 20 muestra la evolución de las velocidades vertical (morado) y horizontal (anaranjado) desde febrero 2020. Entonces, mediante el modelo de velocidad inversa, se puede pronosticar que el deslizamiento mayor (unos $10 \times 10^6 \text{ m}^3$) hacia la cuenca superior del río Sucio puede ocurrir en cualquier momento entre mediados de agosto y noviembre del 2020 (Fig. 20), donde quizás un pequeño bloque ($\sim 100\,000 \text{ m}^3$) asociado se deslizaría hacia el anfiteatro natural de Prusia, es decir la cuenca superior del río Reventado (C. Muller, com. escrita a diversas entidades, 13 y 20-08-2020).

Por ello, ante la eventualidad de que una porción menor se pudiera deslizar hacia el anfiteatro natural de Prusia, justo donde existen senderos para los turistas del parque nacional Sector Prusia, es que la CNE recomendó al SINAC el 20 de agosto el cierre temporal de los senderos El Roble, Puma y Micaela hasta fines de octubre, por lo que el SINAC acató las recomendaciones y dictó un cierre preventivo y temporal que comenzó a regir el 22 de agosto, según resolución SINAC-ACC-D-1314-2020.

Adicionalmente, se recomendó contemplar que en el caso que ocurriera el gran deslizamiento, se debía monitorear la ocurrencia de lahares en la cuenca del río Sucio hacia la ruta 32; también, aunque menos probable, la posible generación de lahares canalizados hacia la parte baja del río Reventado, en particular si ocurriera en plena temporada lluviosa.

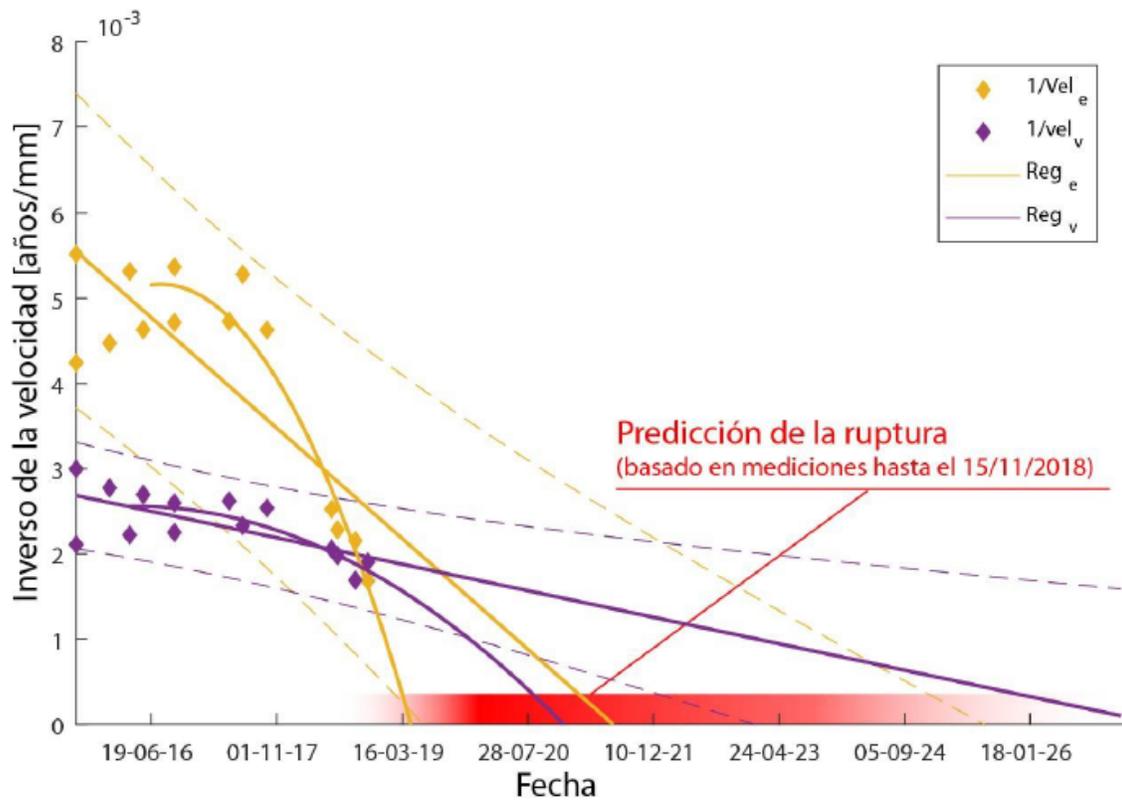


Fig. 19. Estimación del tiempo de la ruptura según el método de las velocidades inversas. Los rombos amarillos representan el inverso de las velocidades en la componente horizontal, mientras que los morados representan el inverso de las velocidades de la componente vertical. Las líneas de dichos colores representan la regresión lineal del inverso de las velocidades. Su incertidumbre al 95 % está representada por las líneas punteadas. Las curvas son las regresiones cuadráticas del inverso de las velocidades. La teoría dice que cuando la extrapolación alcanza el cero del eje x , la ruptura podría dispararse. El rectángulo rojo muestra de manera empírica cuando la ruptura es más probable según la intensidad del rojo (Muller y Angarita, 2018).

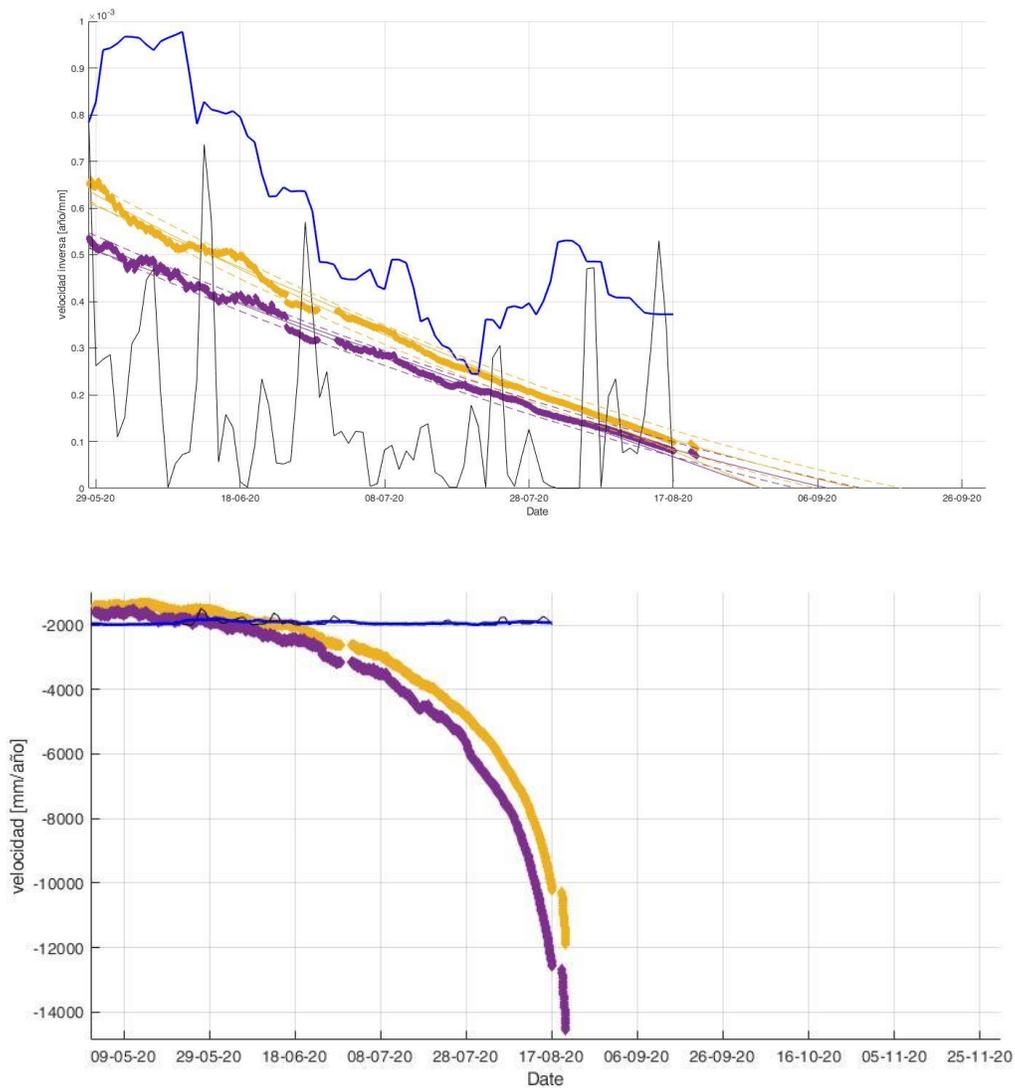


Fig. 20. Los gráficos muestran las velocidades inversas en la componente horizontal (amarillo) y en la componente vertical (morado). Los puntos de color son los datos resultando de un promedio sobre 15 días. Las líneas continuas de las velocidades inversas extrapolan el cambio de velocidad hasta intersectar el eje x (C. Muller, 20-08-2020). La ventana de ruptura indicaba entre final de agosto 2020 e inicio de septiembre 2020.

El colapso del 26 de agosto del 2020

Las mediciones de GPS indicaron un incremento progresivo del desplazamiento que indicaba una eminente ruptura. Las lluvias intensas en agosto y el sismo de Jacó del 24 de agosto 2020 (Mw 6.0), posiblemente adelantaron el colapso inminente. Se observaba una velocidad de algunos centímetros por día una semana antes de la ruptura, a algunos decímetros por día los días anteriores y culminó con 50 cm la hora antes del colapso, que finalmente se dio a eso de las 4:02 a.m. del 26 de agosto del 2020 (Fig. 21).

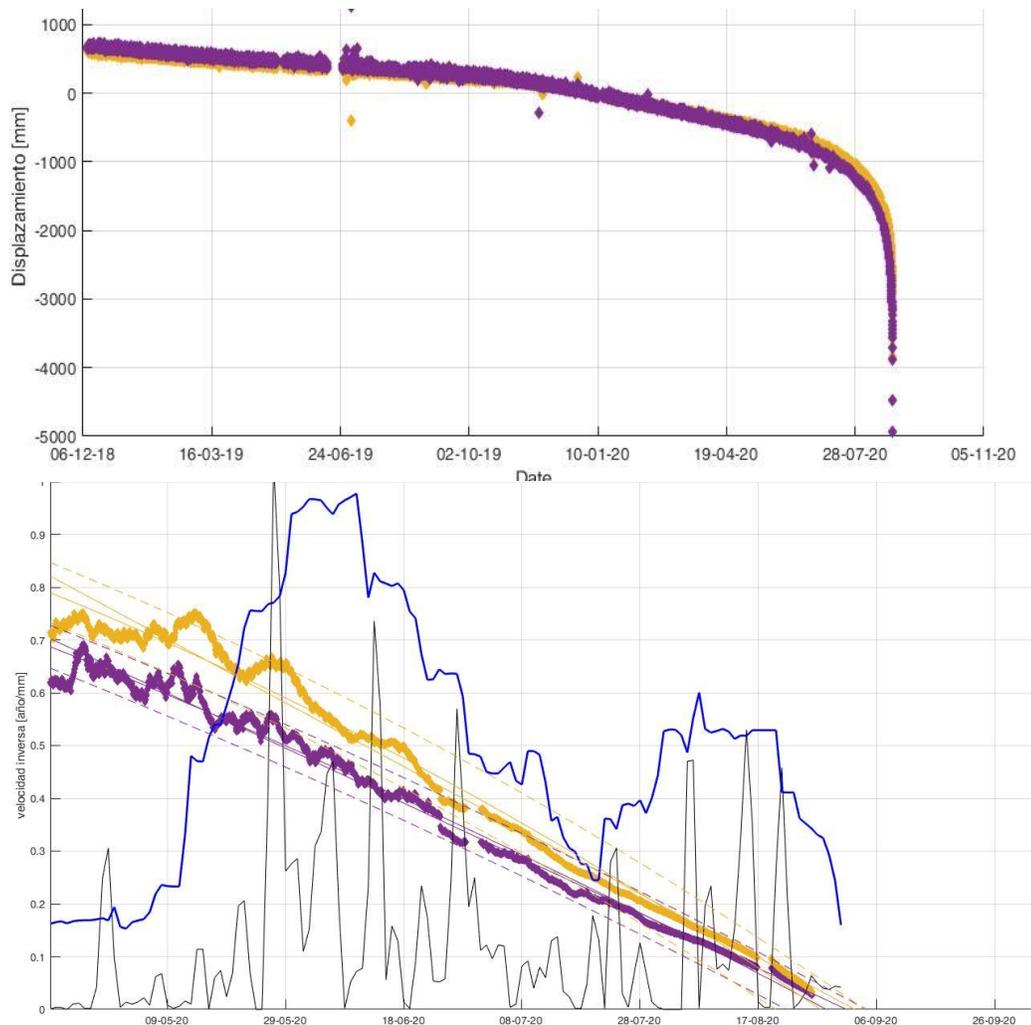


Fig. 21. Desplazamiento y velocidad inversa observado por GPS en el bloque que colapsó (escala de tiempo diferente). Arriba: desplazamiento en la componente oeste y vertical en anaranjado y morado, respectivamente. Abajo: velocidades inversas por los componentes vertical y horizontal en naranja y morado, respectivamente. Las finas líneas de los mismos colores indican las regresiones para el pronóstico (líneas continuas) así como sus incertidumbres (líneas discontinuas). Las curvas gris y azul muestran el promedio de lluvia (sin escala) para 10 y 30 días respectivamente.

Las estaciones sismológicas y de infrasonido del OVSICORI y la RSN registraron el deslizamiento por más de 100 segundos, aunque la parte más intensa fue de unos 50 s. Las estaciones sismológicas alrededor del volcán Rincón de la Vieja y la del volcán Barú en Panamá, captaron el colapso. Este evento del 2020 tuvo casi el doble de energía que el del 2014, pero fue de menor duración (Fig. 22). Los vecinos de San Juan de Chicué y personal del sector de Prusia reportaron una fuerte vibración del terreno y un ruido tipo turbina asociado con el colapso. No se levantó ninguna columna de polvo, posiblemente debido al grado de saturación en agua de los suelos y rocas volcánicas y a las condiciones meteorológicas a la hora del colapso.

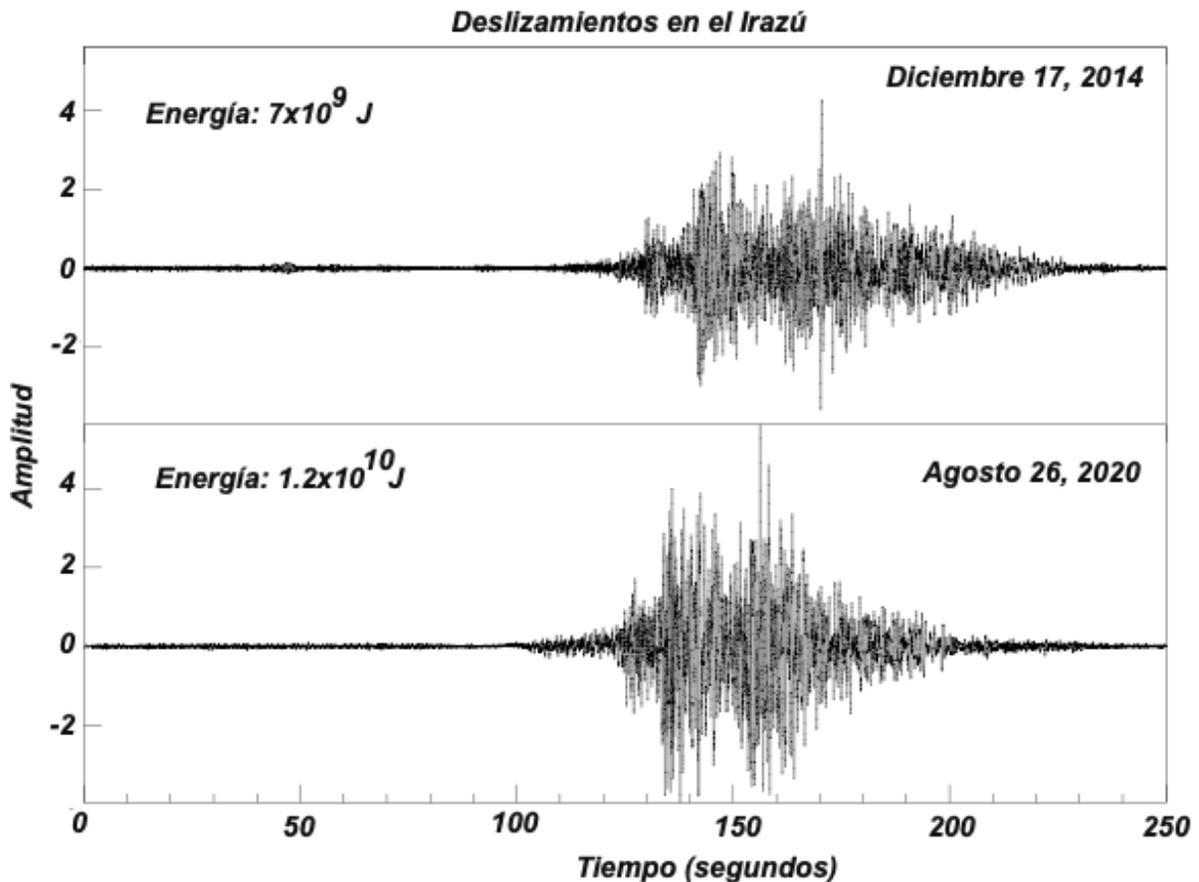


Fig. 22. Comparación entre los registros en la estación VICA de los deslizamientos ocurridos el 17 de diciembre del 2014 con los del 26 de agosto del 2020. La energía sísmica liberada durante el deslizamiento del 2020 es casi el doble, mientras que su duración fue menor.

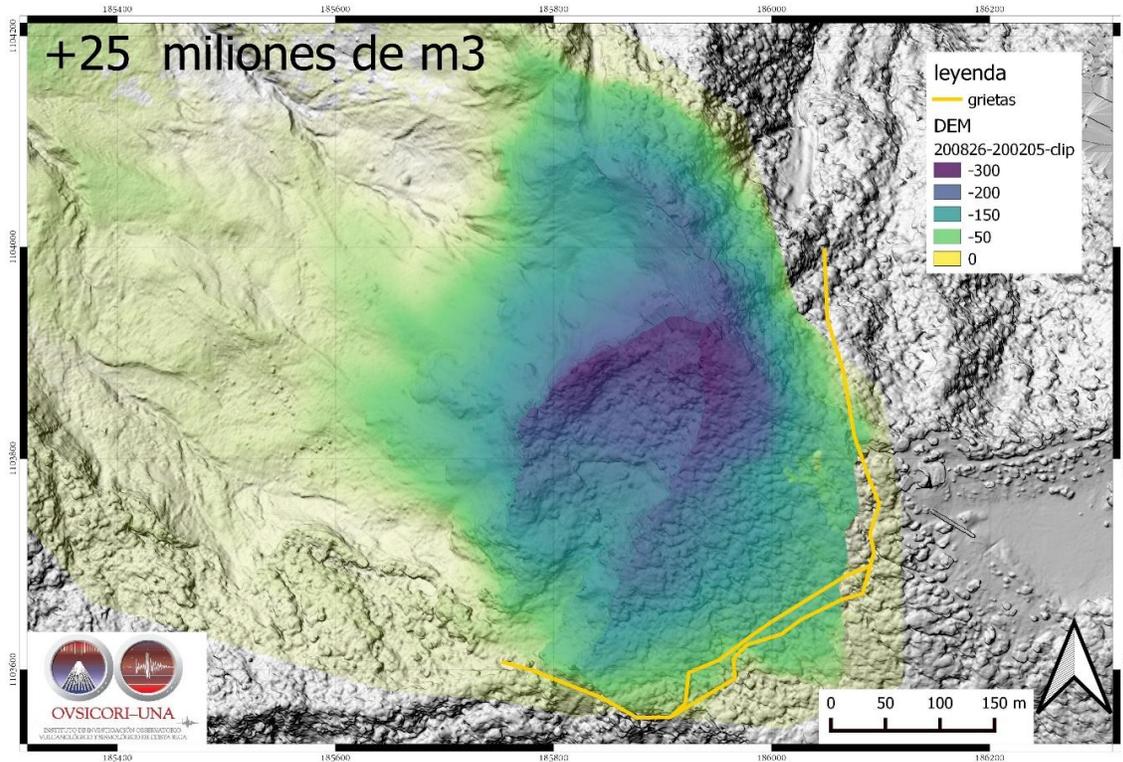


Fig. 24: Diferencia de altura entre los modelos de superficie de febrero y agosto 2020. Sector de la torre a la derecha. Modelo de sombras del 5 de febrero 2020.

Aunque todavía falta por realizar un modelado fotogramétrico del depósito e inspección de campo, las fotografías tomadas desde el dron, así como las panorámicas desde las torres, evidencian una masa caótica de rocas (predominantemente bloques de capas piroclásticas) con concentración de bloques hacia la superficie, en una matriz arenosa, desarrollando un depósito varicoloreado (negro, rojizo, gris; a veces amarillento), con restos de arbustos. Posee pendientes laterales y frontales en ciertos sectores fuertes, indicador de un flujo viscoso de granos. Se observan algunas posibles lenguas de flujo y leves, pero se requiere de un mayor estudio (Fig. 25). No se reportaron lahares de importancia hasta el momento.

Después del colapso principal, el número de eventos detectables por los sismógrafos disminuyó rápidamente. Ocurrieron al menos 15 deslizamientos menores, uno particularmente apreciable en la parte sur del borde, a las 2: 15 p. m. del 27 de agosto.

Las inspecciones de campo evidenciaron la presencia de nuevas fracturas en varios sitios del área de las antenas, de algunos milímetros a centímetros de apertura, a veces con patrón en *echelon* (tipo dominó), que definen varias grietas de algunos pocos metros hasta varias decenas de metros de extensión. Por lo general son paralelas entre sí, a veces se unen para formar un único sistema. Además, se observó tubificación (Fig. 26). Estas grietas parecen definir un nuevo bloque, situación confirmada por las primeras observaciones con GPS que indican un movimiento relativo de dicho bloque (Fig. 27).

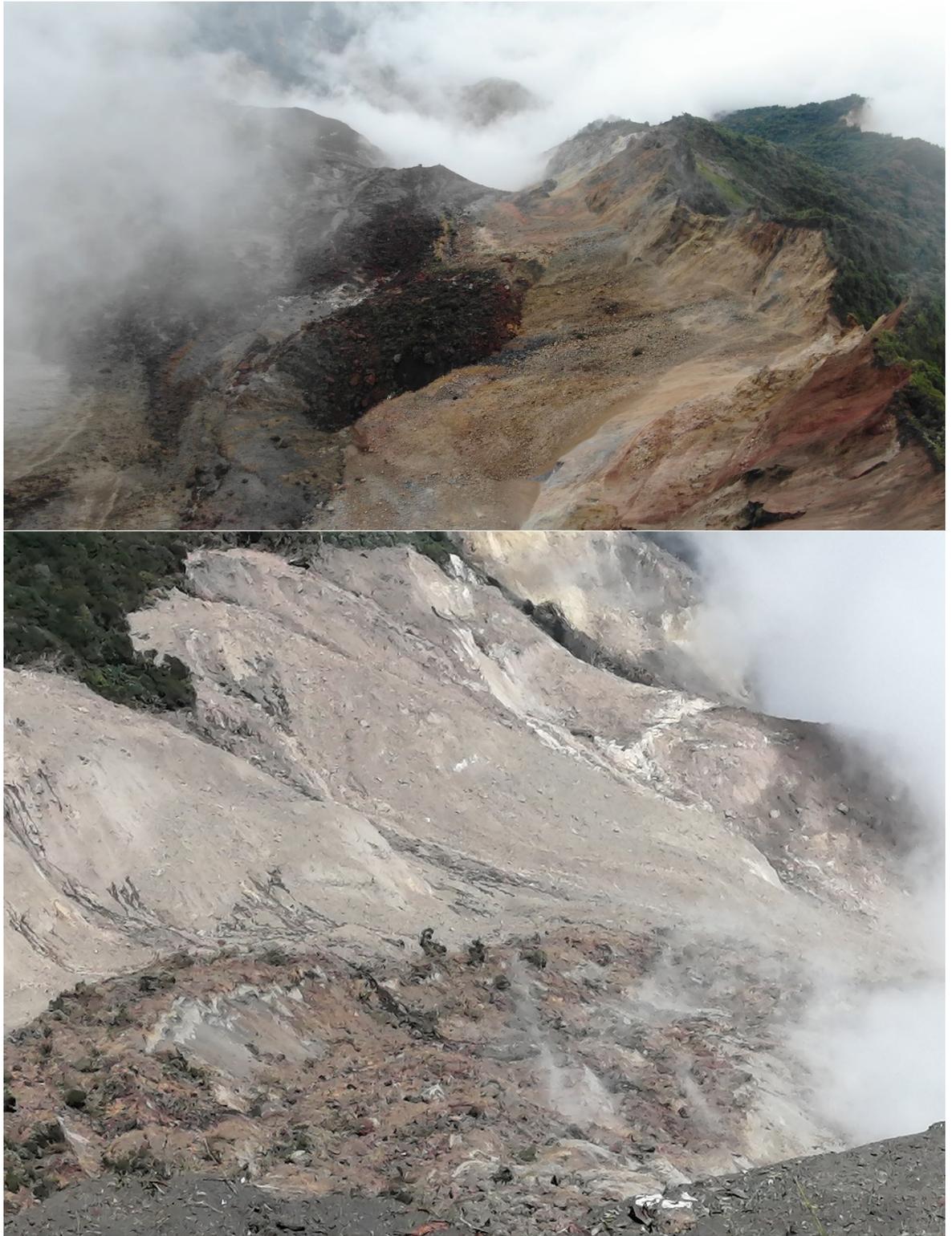


Fig. 25. Vista panorámica de la masa deslizada observada desde las Torres.



Fig. 26. Grietas por patrón en *echelon* (izquierda) e irregular con indicios de tubificación (derecha), un proceso de erosión subterránea por el agua de percolación, que arrastra las cenizas con el desarrollo de canales subterráneos por una remoción progresiva y oquedades.

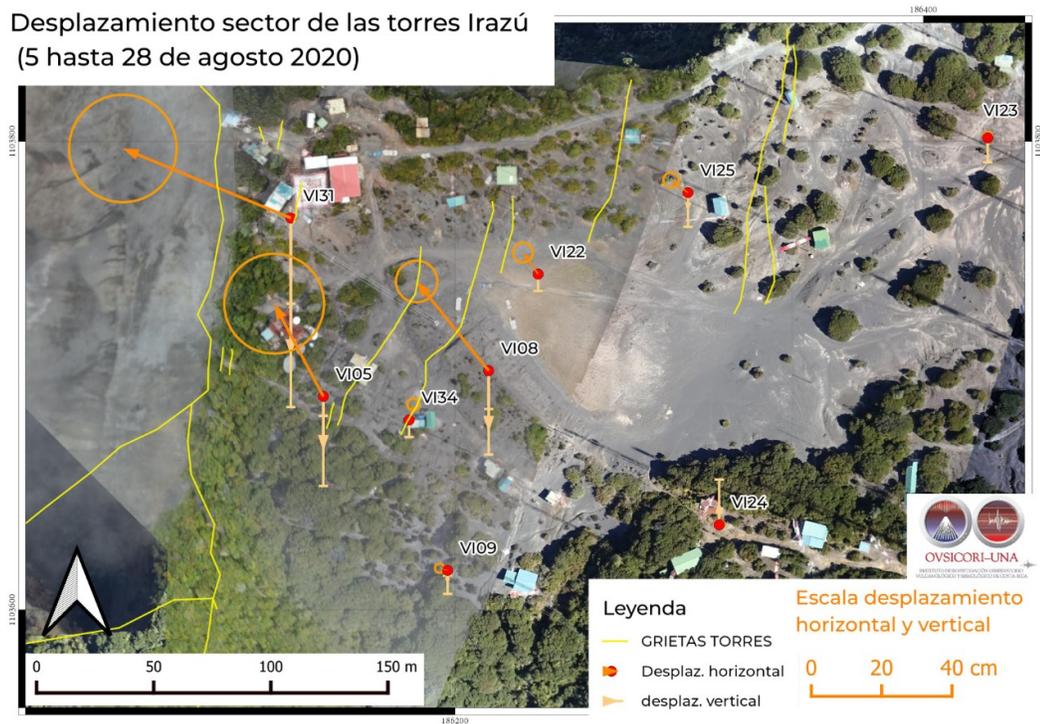


Fig. 27. Grietas y desplazamientos horizontales y verticales en la planicie de las Torres.

Conclusiones y recomendaciones

El volcán Irazú ha estado sometido desde tiempo prehistórico, tal y como lo evidencian una serie de cicatrices de deslizamientos antiguos (Alvarado, 1993; Alvarado *et al.*, 2004, 2013; Hidalgo *et al.*, 2004; Pavanelli *et al.*, 2004; Mora y Pirulli, 2017), hasta el presente, de todo tamaño y tipo, incluyendo los megadeslizamientos históricos de varias decenas de millones de metros cúbicos (Cuadro 3). Se observa como aquellos grandes eventos históricos presentan un espaciamiento temporal menor y en su mayoría han ocurrido entre finales de agosto y diciembre.

Cuadro 3: Megadeslizamientos principales registrados en el Irazú desde el siglo XX.

Fecha	Lugar	Volumen (10^6 m^3)	Referencia
30-12-1952	Flanco Caribe	Varios sin estudio	Montero y Alvarado (1995)
8-12-1994	Norte del cráter Principal	13-29	Alvarado <i>et al.</i> (2013), Fallas <i>et al.</i> (2018)
17-12-2014	Norte de las Torres. Cuenca superior río Sucio	~28	Muller <i>et al.</i> (2015); Pacheco <i>et al.</i> (2015); Muller y Angarita (2018).
26-8-2020	Norte de las Torres. Cuenca superior río Sucio	~25	Presente trabajo

Desde que ocurrió el megadeslizamiento del 17 de diciembre del 2014, se pudo observar con mucho grado de detalle y monitorear con diferentes técnicas el proceso paulatino y la evolución de un nuevo bloque inestable, de un volumen de varios millones de metros cúbicos en la cima del volcán Irazú. Su colapso finalmente ocurrió el 26 de agosto del 2020 a las 4:02 a. m. con un volumen aproximado de 25 millones de metros cúbicos en la cuenca superior del río Sucio.

La información en tiempo real fue de vital importancia para comprender la geometría y sectores afectados mediante los vectores de movimiento y contar con la información en tiempo real de las aceleraciones. El método de velocidad inversa utilizado para pronosticar la ruptura fue exitoso para este evento. La grieta original del colapso (corona) se desplazó algunos metros atrás afectando y poniendo en estabilidad precaria varias torres de comunicación.

La descompresión generada por el deslizamiento se tradujo en la aparición de varios sistemas de fracturas distantes hasta unos 260 m atrás de la actual corona, evidenciando un nuevo bloque con cierto grado de inestabilidad y movilidad, cuyos estudios apenas se inician.

Debido a lo anterior, de modo preventivo para los trabajadores y la operación de las transmisiones, una serie de recomendaciones fueron establecidas por la CNE, las principales de ellas son las siguientes (Fig. 28):

a) *Peligrosidad mayor*: Corresponde con el área de mayor potencial de desprendimiento debido a la cercanía con la corona del deslizamiento y la presencia de grietas. La infraestructura localizada en este sector debe iniciar gestiones inmediatamente para su desplazamiento lo más pronto posible, a un lugar de mayor seguridad, a más tardar diciembre del 2020.

b) *Peligrosidad intermedia*: Área que debe de ser vigilada para establecer con precisión su nivel de estabilidad y poder modelar con más certeza una posible tendencia. Se debe contemplar el traslado de la infraestructura en función de su grado de estabilidad.

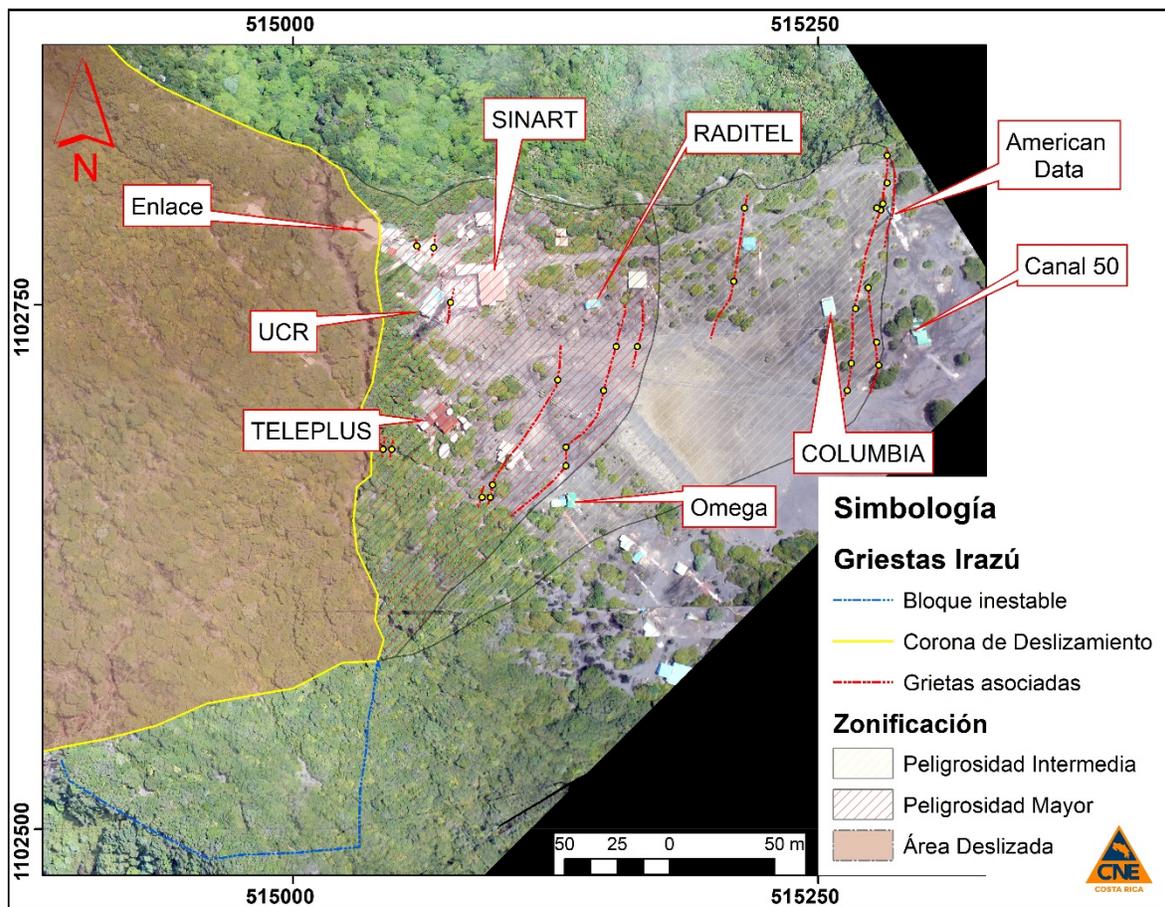


Fig. 28. Bloque deslizado y bloques con inestabilidad zonificados en según su grado de peligrosidad relativa.

Referencias

- Aerodiva (2015). *Informe de Producción vuelo fotogramétrico sobre los volcanes Irazú y Turrialba*. Inf. Interno Aerodiva-CNE, 2 de junio 2015.
- Alvarado, G. E. (1993). *Volcanology and Petrology of Irazú Volcano, Costa Rica*. Univ. Kiel, Alemania [Tesis Ph.D.].
- Alvarado, G. E., Vega, E., Chaves, J. y Vázquez, M. (2004). Los grandes deslizamientos (volcánicos y no volcánicos) de tipo *debris avalanche* en Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 30, 83-99.
- Alvarado, G. E., Carr, M. J., Turrin, B. D., Swiher, C., Schmincke, H. -U. y Hudnut, K. W. (2006a). Recent volcanic history of Irazú volcano, Costa Rica: alternation and mixing of two magma batches, implying at least two intracrustal chambers. En Rose, W. I., Bluth, G. J. S., Carr, M. J., Ewert, J. W., Patino, L. C. y Vallance, J. W. (Eds.), *Volcanic Hazards in Central America* (Geol. Soc. Amer., Sp. Paper, 412, 259-276). Boulder: Geol. Soc. Amer. Inc.
- Alvarado, G., Mora, M. M. y Ulloa, A. (2013). La caída de “ceniza” proveniente del volcán Irazú (Costa Rica) el 8 de diciembre de 1994: ¿una explosión freática? *Rev. Geol. Amér. Central*, 48, 159-168.
- Carlà, T., Intrieri, E., Di Traglia, F., Nolesini, T., Gigli, G. y Casagli, N. (2017). Guidelines on the use of inverse velocity method as a tool for setting alarm thresholds and forecasting landslides and structure collapse. *Landslides*, 14 (2), 517-534.
- Fallas, M., Prado, A., Mora, M. M., Ruiz, P., Alfaro, E. J. y Soto, G. J. (2018). El deslizamiento del 8 de diciembre de 1994 en el volcán Irazú (Costa Rica): aspectos históricos y geomorfología con base en fotografías aéreas históricas y recientes. *Rev. Geol. Amér. Central*, 58. DOI: <https://doi.org/10.15517/rgac.v58i0.32844>.
- Hidalgo, P.J., Alvarado, G.E. & Linkimer, L. (2004). La *lavina* del Valle Central (Costa Rica): ¿lahar o *debris avalanche*?. *Rev. Geol. Amér. Central*, 30, 101-109.
- ICE. (1965). *Informe sobre el problema del Río Reventado*. ICE, San José [Inf. Interno].
- Kruschensky, R. D. (1972). Geology of Istaru Quadrangle. *U. S. Geol. Survey, Bull.* 1358.
- Montero, W. y Alvarado, G.E. (1995). El terremoto de Patillos del 30 de diciembre de 1952 ($M_s = 5,9$) y el contexto neotectónico de la región del volcán Irazú, Costa Rica. *Rev. Geol. Amér. Central*, 18, 25-39.
- Mora, R. y Pirulli, M. (2017). Deslizamiento Las Torres, volcán Irazú, Costa Rica: Definición de su volumen y su dirección preferencial de movimiento. *Rev. Geol. Amér. Central*, 56, 51-67.

Muller, C., Hernández, E., Chavarría, F., Gervaix, F., Pacheco, J., Protti, M. y Vega, F. (2015). Deslizamiento del sector oeste del Volcán Irazú. Con datos fotogramétricos y geodésicos al 20 de Mayo 2015. Inf. Interno OVSICORI.

Muller, C. y Angarita, M. (2018). Boletín sobre el deslizamiento del sector de las antenas de telecomunicaciones ubicadas al oeste de la cumbre del volcán Irazú, 20 de noviembre del 2018. Inf. Interno, OVSICORI-UNA.

Pacheco, J., Avaró, G., Martínez, M., De Moor, M., Vega, F. y Chavarría, F., (2015). Volcán Irazú: deslizamiento en la parte alta del flanco norte. Inf. Interno OVSICORI.

Pavanelli, N., Capaccioni, B., Sarocchi, D., Calderoni, G., Vaselli, O., Tassi, F y Duarte, E. (2004). Geology and stability of the southern flank of Irazu volcano, Costa Rica. *Acta Vulcanológica*, 16(1), 1-7.

Pirulli, M. y Mora, R. (2017). Numerical Analysis of a Potential Debris Flow Event on the Irazú Volcano, Costa Rica. *4th World Landslide Forum*, Ljubljana, Eslovenia.

Saito, M. (1969). Forecasting time of slope failure by tertiary creep. En *Proc. 7th Conf. Soil. Mechanics and Foundation Engineering*, México, 2, 677-683.

Vahrson, W.-G. y Cartín, N. (1992). Deslizamientos en la cuenca media y superior del río Reventado, Cartago, Costa Rica. *Rev. Geográf. Amér. Central*, 25-26, 171-192.

Waldron, H. H. (1967). Debris Flow and Erosion Control Problems Caused by the Ash Eruptions of Irazu Volcano, Costa Rica. *Geol. Surv. Bull.*, 1241-I, 1-37.