

Depósitos de lahar en la subcuenca del Río Cutio, volcán Pico de Tancítaro, Michoacán, México

Felipe García-Tenorio¹, Rosario Vázquez^{2,*}, Fabiola Mendiola¹ y Teodoro Carlón-Allende³

¹ Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701, Col. Ex. Hacienda San José de la Huerta, C.P. 58190, Morelia, Michoacán, México.

² Escuela Nacional de Estudios Superiores Unidad Juriquilla, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla 3001, C.P. 76230, Juriquilla, Querétaro, México.

³ CONACYT-Instituto de Geofísica, Unidad Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México, Antigua Carretera a Pátzcuaro No. 8701, Col. Ex-Hacienda de San José de la Huerta C.P. 58190, Morelia, Michoacán, México.

* rvazmor@unam.mx

RESUMEN

Los lahares originados en volcanes inactivos pueden causar pérdidas económicas y de vidas humanas en sus alrededores sin advertencia alguna, especialmente si no se cuenta con un registro de eventos pasados. Estos fenómenos se han estudiado en varias regiones volcánicas de México; sin embargo, en la mayoría de los casos, se carece de registros a largo plazo sobre su frecuencia y magnitud. En la presente investigación evaluamos las características de los depósitos de lahar y otros depósitos volcánico-lásticos, históricos y modernos en la subcuenca del Río Cutio, ubicada al noroeste del volcán Pico de Tancítaro, cuyo drenaje natural atraviesa las localidades de Peribán de Ramos y Corona, Michoacán. En esta subcuenca se originó un lahar de tipo hiperconcentrado el día 23 de septiembre de 2018, tras 58 mm de lluvia acumulada en dos horas, que ocasionó el desbordamiento del Río Cutio. El lahar afectó la zona conurbada de Peribán y erosionó profundamente el canal del río, dejando expuestos los depósitos analizados en este trabajo. Para caracterizar dichos depósitos se llevaron a cabo análisis estratigráficos, granulométricos, datación por ¹⁴C y análisis de difracción de rayos X. Se identificaron cuatro unidades que se clasificaron, de acuerdo con su distribución granulométrica, como depósitos de flujo de escombros cohesivos. También se reconoció un horizonte interestratificado de caída de escorias y ceniza fechado por ¹⁴C en ca. 20970 años a.C. Adicionalmente, se identificaron depósitos dentro y fuera del cauce del Río Cutio, clasificados como flujos hiperconcentrados, asociados al evento de inundación súbita ocurrido en septiembre de 2018. La información obtenida aporta nuevas evidencias de registros históricos del desbordamiento recurrente del Río Cutio, con la formación de flujos hiperconcentrados y flujos de escombros, y también la ocurrencia de flujos de escombros cohesivos por el colapso gravitacional de sectores del Pico de Tancítaro, debilitados por la intensa alteración hidrotermal. En particular, los flujos de escombros cohesivos, por su capacidad de transporte, pueden tener un impacto catastrófico, ocasionando daños severos en la infraestructura civil y urbana, así como pérdida de vidas. Estas condiciones representan un peligro latente no sólo para la localidad de Peribán de Ramos, sino para otras poblaciones aledañas. Aunque el volcán Pico de Tancítaro es considerado como inactivo,

los resultados del presente trabajo ponen en evidencia la necesidad de un estudio detallado para definir el peligro asociado a lahares, el cual será fundamental para la mitigación del impacto negativo en las zonas urbanas y agrícolas en áreas de posible inundación, incluyendo las localidades de Peribán de Ramos y Corona, Michoacán.

Palabras clave: estratigrafía volcánica; flujos de escombros cohesivos; Pico de Tancítaro; lahar; peligros volcánicos.

ABSTRACT

Lahars originated from inactive volcanoes can cause economic damage and loss of lives in their surroundings without any warning if a record of past events is not available. These phenomena have been studied in several volcanic regions in Mexico; however, in most of those cases, there is a lack of long-term registry of their magnitude and frequency. In this work, we evaluate the features of lahar deposits and other volcanoclastic deposits (historic and modern) found in the Cutio river subcatchment, located in the northwestern flank of Pico de Tancítaro volcano, whose natural drainage crosses the localities of Peribán de Ramos and Corona, in the state of Michoacán. Within this subcatchment, a hyperconcentrated flow took place on September 23, 2018, after 58 mm of accumulated rainfall in 2 hr, which caused the overspill of Cutio river. This event affected the urbanized zone of Peribán and deeply eroded the riverbanks and riverbed of Cutio, leaving ancient deposits exposed along the walls of the river, which were analyzed in this work. To characterize these deposits, we conducted stratigraphic and granulometric analyses, ¹⁴C dating, and X-Ray diffraction analysis. From these, we identify four units classified according to their granulometric distribution as cohesive debris flows, whose origin can be associated to discrete flank failures from the western flank of the Pico de Tancítaro volcano. We also recognized a horizon interstratified with these deposits, classified as a pyroclastic fallout of scoria and ash, dated at ca. 20970 yr B.C. by ¹⁴C. Apart from these past units, we also identified deposits inside and outside of Cutio riverbed that were classified as hyperconcentrated flows associated with the flood event of September 2018. The data here presented bring to light new evidence about the historic record of lahars at Pico de

Tancítaro volcano, including hyperconcentrated and debris flows from overflowing of the Cutio River, and also cohesive debris flows derived from the collapse of hydrothermally altered portion of the edifice. In case that this type of activity occurs in the future, it might have catastrophic consequences for the surrounding areas. Although the Pico de Tancítaro volcano is considered inactive, our results indicate that a detailed lahar hazard evaluation is needed to mitigate their impact in the urban and agricultural zones susceptible to be flooded, including the localities of Peribán de Ramos and Corona, Michoacán.

Key words: volcanic stratigraphy; cohesive debris flows; Pico de Tancítaro; lahar; volcanic hazards.

INTRODUCCIÓN

Los lahares se definen como una mezcla de agua, rocas y sedimentos que fluyen rápidamente por las laderas de un volcán (Vallance, 2000; Lavigne y Thouret, 2000; Pierson, 2005). Es común que estos eventos puedan iniciar como corrientes fluviales que al arrastrar sedimentos y aumentar su volumen se transforman en flujos hiperconcentrados (concentración de sedimentos de 20 a 60 % por volumen, Beverage y Culbertson, 1964) o en flujos de escombros (concentración de sedimentos por volumen >60 %, Vallance, 2000). Los flujos de escombros que presentan más del 3–5 % en peso de sedimentos con tamaño de arcilla en la matriz del flujo se denominan flujos cohesivos (Scott *et al.*, 1995; Vallance y Scott, 1997). Los lahares pueden ocurrir durante erupciones volcánicas (syn-eruptivos o primarios), posteriormente a las erupciones (post eruptivos o secundarios) o, incluso, cuando los volcanes están en estado de reposo (inter-eruptivos, Manville *et al.*, 2009) o inactivos (Vallance y Iverson, 2015). Los flujos de escombros suelen ser potencialmente peligrosos debido a que se transportan por

grandes distancias a través de los canales naturales o barrancas que drenan las laderas de los edificios volcánicos, hasta alcanzar las planicies donde depositan su carga de escombros y sedimentos, sitios que por lo regular están densamente poblados (Vallance y Iverson, 2015).

El estratovolcán Pico de Tancítaro se ubica en el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG, Hasenaka y Carmichael, 1985) y forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM, Ferrari, 2000) (Figura 1). El Pico de Tancítaro, es la estructura de mayor altitud en el estado de Michoacán (3840 m s.n.m.), presenta un relieve escarpado con pendientes de más de 40° por encima de los 2600 m s.n.m. y una alta disección en todas sus vertientes, lo que le confiere un drenaje de tipo dendrítico-radial (Fuentes *et al.*, 2004). Recientemente, en este sitio han ocurrido eventos de deslizamiento (Valdés-Carrera *et al.*, 2022) y de inundación súbita, también denominados *flash floods* (Vázquez *et al.*, 2023), los cuales son eventos de inundación detonados por la respuesta hidrológica rápida tras lluvias intensas de corta duración que ocurren principalmente en cuencas hidrológicas pequeñas con una gran diferencia altitudinal (Laudan *et al.*, 2020). El último evento de inundación ocurrido en este sitio tuvo lugar en una de las barrancas ubicadas en el flanco noroeste del Pico de Tancítaro (subcuenca del Río Cutio) el 23 de septiembre de 2018, a las 17:00 horas, tras una lluvia de 58 mm acumulada en dos horas, con flujos que se desplazaron con velocidades superiores a los 7 m/s (CONAGUA, 2018). Este evento provocó el desbordamiento del Río Cutio, ocasionando la muerte de nueve personas que fueron arrastradas por la corriente hasta 12 km aguas abajo (CENAPRED, 2020). El flujo además arrastró bienes materiales y árboles, dejando 282 viviendas dañadas y más de 2000 damnificados (CENAPRED, 2020). La inundación no sólo ocasionó pérdidas materiales y de vidas humanas en Peribán de Ramos, sino que el flujo del agua también causó una profunda erosión a lo largo del cauce del Río Cutio, dejando expuestos depósitos de lahares antiguos sobre los que está asentada la zona conurbada de Peribán de Ramos.

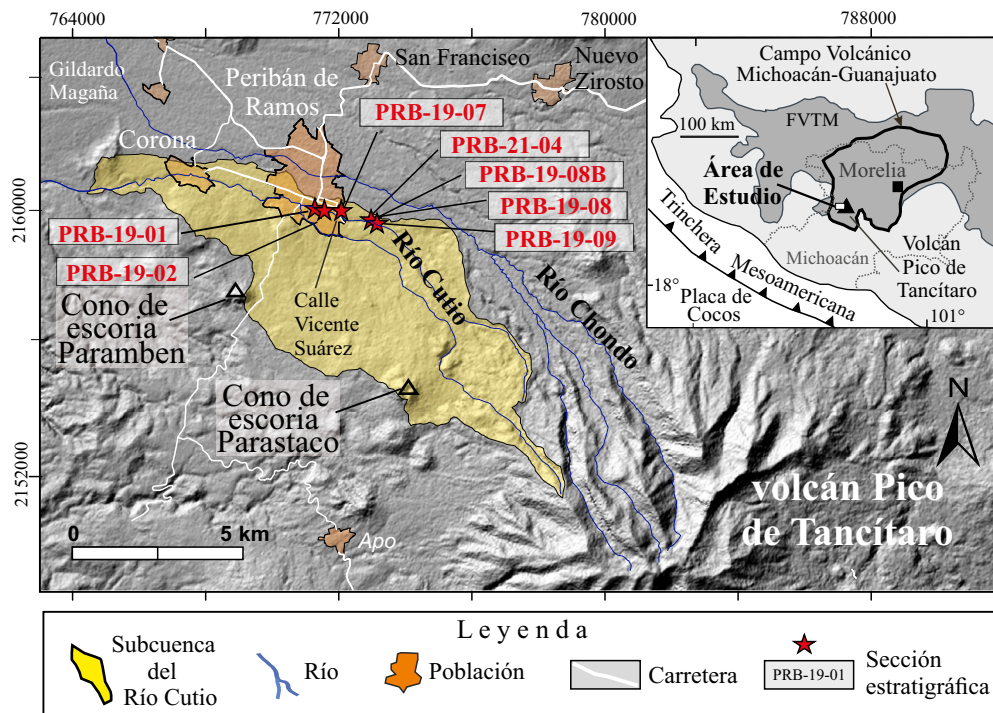


Figura 1. Mapas de la ubicación geográfica del área de estudio con respecto a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (recuadro superior derecho). Se muestra el límite de la subcuenca estudiada, los sitios de levantamiento de secciones estratigráficas y la ubicación de los conos de escoria Paramben y Parastaco adyacentes a la subcuenca.

Estas evidencias, en conjunto con los hechos recientes, ponen de manifiesto que esta zona es propensa a ser afectada por inundaciones, ya sea en forma de lahares o de *flash floods*. Por lo tanto, en la presente investigación nos planteamos como objetivo analizar los depósitos de lahares antiguos y modernos expuestos a lo largo del cauce del Río Cutio, el cual es un drenaje natural intermitente del Pico de Tancitaro. Los resultados obtenidos en este estudio servirán como base para el desarrollo de un análisis de peligro a inundaciones y su impacto en las poblaciones asentadas alrededor del volcán Pico de Tancitaro.

MATERIALES Y MÉTODOS

Área de estudio

La subcuenca del Río Cutio se ubica en el flanco NW del volcán Pico de Tancitaro, el cual es un estratovolcán andesítico-dacítico de edad Pleistoceno Medio-Tardío (Ban *et al.*, 1992; Ownby *et al.*, 2007, 2011), que se sitúa en el sector central-occidental de la FVTM, en el extremo sur del CVMG (Figura 1); la subcuenca forma parte del municipio de Peribán de Ramos Michoacán.

Esta subcuenca cubre una superficie de 49.5 km² y el río principal, que lleva el mismo nombre, tiene una longitud de 18 km y un desnivel de 1953 m. La parte de mayor elevación se encuentra a 3295 metros y la de menor elevación a 1342 metros (Figura 2). Esta diferencia altitudinal hace que la morfología de la subcuenca presente cambios drásticos entre la zona de cabecera y la parte baja, expresados en un relieve escarpado y profundo hacia la parte baja de la subcuenca, donde el relieve es plano, característico de las planicies de inundación (Figura 2).

Trabajo de campo y gabinete

Se realizaron cinco salidas de campo entre el 2019 y 2021 durante las cuáles se efectuaron levantamientos estratigráficos de afloramientos expuestos en los afluentes del Río Cutio (Figura 1 y Tabla 1). Se describieron siete columnas estratigráficas y se colectaron nueve muestras de matriz de depósitos volcanoclásticos de las unidades descritas, y una muestra de carbón encontrado en un depósito piroclástico de caída para su fechamiento por ¹⁴C. Con el propósito de ubicar la distribución espacial de los afloramientos analizados (tomando en cuenta la dirección de la corriente) dentro de la zona intermedia de la subcuenca del Río Cutio, y con respecto a su lejanía o cercanía a la zona urbana del poblado de Peribán de Ramos (zona mayormente afectada por el evento de inundación de 2018), se distinguieron los afloramientos en: corriente arriba y corriente abajo; siendo el punto intermedio entre ambas zonas la calle Vicente Suárez, situada en la periferia sureste de Peribán de Ramos (Figura 1). La zona corriente abajo comprende el transecto del cauce del Río Cutio que cruza la zona urbana del poblado de Peribán, en la cual se desbordó el cauce del Río en 2018 y cuyos afloramientos sirvieron como referente al evento de inundación más reciente.

Análisis granulométrico y petrográfico

Para la estimación de la distribución granulométrica se aplicaron tres técnicas (Tabla 2): 1) para los sedimentos de grandes dimensiones (-9 φ a -4 φ) se utilizó el análisis granulométrico óptico (Sarocchi *et al.*, 2005) por el método de intercepciones de Rosiwal (1898). Este método consiste en tomar fotografías de la pared del depósito desde una posición conocida y trazar líneas horizontales para medir las

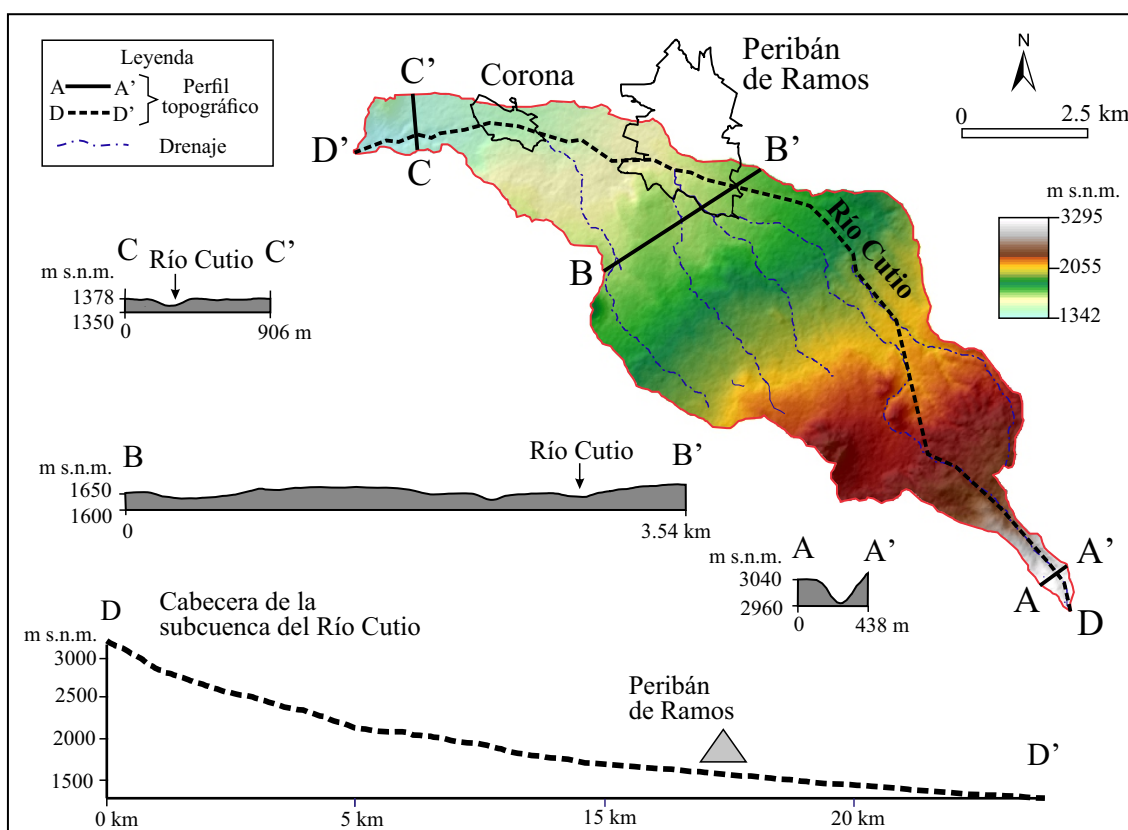


Figura 2. Rasgos morfológicos del relieve de la subcuenca del Río Cutio, a través de perfiles topográficos transversales. Los perfiles topográficos A-A', B-B' y C-C' están a la misma escala (vertical y horizontal); el perfil D-D', es un transecto longitudinal de la subcuenca y a través del Río Cutio, por lo que su escala vertical y horizontal es diferente.

Tabla 1. Relación de los sitios de campo descritos, así como de las secciones estratigráficas y de las muestras sedimentológicas analizadas.

	Coordenadas	Distancia de la cabecera (km)	Sección estratigráfica	Muestra sedimentológica	Unidad estratigráfica
Corriente arriba	X: 773132 Y: 2159584	9.953	PRB-19-09	PRB-19-09	CU-E
	X: 773006 Y: 2159652	9.987	PRB-21-04	PRB-21-04-E	CU-B
	X: 772994 Y: 2159661	9.989	PRB-19-08B	---	CU-B
	X: 773006 Y: 2159652	9.986	PRB-19-08	PRB-19-08A	CU-A
	X: 772058 Y: 2159818	10.685	PRB-19-07	PRB-19-07B1	CU-C
Corriente abajo	X: 771457 Y: 2159949	11.448	PRB-19-02	PRB-19-02	CU-E
	X: 771297 Y: 2160056	12.587	PRB-19-01	PRB-19-01B PRB-19-01A PRB-19-01Te	CU-D CU-C CU-E

intersecciones con los clastos de mayor tamaño y así obtener las distribuciones granulométricas de las fracciones mayores; 2) para las fracciones de gránulo-arena (-3ϕ a 4ϕ), limo y arcilla ($>4\phi$ a 10ϕ) se tomaron muestras de matriz de los depósitos y se analizaron sedimentológicamente por tamaño de grano mediante tamizado en seco (con los cedazos separados a 1ϕ); 3) las fracciones finas (limo-arcilla) se analizaron mediante el método óptico granulométrico de difracción láser (Spectrex PC-2200). Los parámetros estadísticos granulométricos usados fueron: media, selección, asimetría y curtosis (Tabla 2, Folk y Ward, 1957).

Además del análisis granulométrico, se hizo un análisis de componentes de algunas muestras de los depósitos de lahar y depósitos de ceniza volcánica, con el objetivo de conocer las características litológicas, mineralógicas y el porcentaje de clastos líticos con alteración hidrotermal (sólo en los depósitos de lahar). Este análisis se hizo por el método de conteo puntos. El procedimiento consistió en: de la muestra tamizada, se apartó la fracción de tamaño 0ϕ , luego se cuarteó la muestra tantas veces como sea necesario hasta obtener un volumen de 2.0 a 2.5 cm³, lo cual equivale a un rango de entre 500 y 1000 puntos, éstos se separan por tipo de componente y son presentados en porcentaje de volumen. También se llevaron a cabo análisis petrográficos en muestras de depósitos de ceniza volcánica.

El tamaño de los granos se describe con base en la clasificación granulométrica de sedimentos propuesta por Wentworth (1922) y Krumbein (1934): grava [bloque (>256 mm), canto (256–64 mm),

guijarro (64–4 mm) y gránulo (4–2 mm)], arena (2–0.0625 mm), limo (0.0625–0.0039 mm) y arcilla (<0.0039 mm). Se usa el término matriz para definir el componente de los depósitos con un tamaño de grano <2 mm (Capra y Macías, 2002). Para la descripción del tamaño de los granos de depósitos de origen explosivo (pirocásticos) se usó la clasificación de tamaños primarios: ceniza, lapilli y bloque (Sohn y Cough, 1989).

Datación de muestras por ¹⁴C

Se colectó una muestra de carbón inmerso en una capa de ceniza volcánica para su fechamiento por el método convencional de radiocarbono (¹⁴C). El fechamiento se realizó en el laboratorio International Chemical Analysis (ICA, Florida, EU.) mediante el método acelerador de espectrometría de masas. Las edades calibradas se obtuvieron con INTCAL20 (Reimer *et al.*, 2020). Se utilizó una calibración 2 sigma (95 % de probabilidad). Las edades convencionales proporcionadas por ICA se reportan en años a.C. y se han corregido para el fraccionamiento utilizando el $\delta^{13}C$ (Tabla 3).

Análisis por difracción de rayos X (DRX)

Este análisis se realizó en cuatro de los depósitos descritos en los afloramientos expuestos en el cauce del Río Cutio. Se analizaron con un difractómetro D2 PHASER Bruker, en el Laboratorio de Microanálisis del Instituto de Geofísica Unidad Michoacán, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). Para este análisis se utilizó un ángulo de medición de 2θ , entre 5 a 70°, voltaje de 30 kV, corriente de 10 mA

Tabla 2. Componentes sedimentológicos de los depósitos analizados. Los valores están dados en porcentaje de tamaño de grano con respecto a la muestra total. También se incluye el porcentaje de arcilla de la matriz (<2 mm).

Unidad	Muestra	G	A	L	Ar	Mz ϕ	$\sigma_1\phi$	Sk _t	K _G	Arcilla matriz (%)
Cu-E	PRB-19-09	1.31	94.09	1.41	3.19	1.796	1.192	0.032	1.154	3.2
Cu-E	PRB-19-01Te	1.31	65.59	9.18	23.92	4.770	2.698	0.640	0.586	24.0
Cu-E	PRB-19-02	14.68	82.20	0.78	2.34	1.025	1.863	-0.215	1.000	2.4
Cu-D	PRB-19-01B	83.66	14.03	0.70	1.61	-3.423	2.393	0.481	1.895	5.4
Cu-C	PRB-19-01A	60.60	34.97	2.14	2.29	-1.902	3.211	0.384	0.699	5.8
Cu-C	PRB-19-07B1	71.83	22.56	1.58	4.03	-3.281	4.284	0.646	1.057	8.0
Cu-A	PRB-19-08A	51.46	43.11	1.60	3.83	-2.495	4.471	0.276	0.821	5.7

Grava (G), arena (A), limo (L), Ar (arcilla); parámetros estadísticos: media (Mz ϕ), selección ($\sigma_1\phi$), asimetría (Sk_t), y curtosis (K_G).

Tabla 3. Edad de radiocarbono de la ceniza volcánica tomada del afloramiento de la sección PRB-21-04C, situado en el cauce de la barranca del Río Cutio, Peribán de Ramos Michoacán.

Muestra	Latitud (E) Longitud (W)	Número de código del laboratorio	Edad ¹⁴ C convencional (AP)	Edad ¹⁴ C calibrada 2 sigma (95 % de probabilidad)	Material analizado
PRB-21-04C	X: 773006 Y: 2159652	14C-5779	18700 +/- 100 AP	cal. 20970–20460 a.C.	Carbón vegetal dentro de ceniza volcánica

El pretratamiento fue AO (Ácido-Oxidación).

y una apertura de haz de 0.2 mm. La muestra se dispersó en un vaso de precipitados con agua destilada usando un baño ultrasónico por cinco minutos, luego se dejó sedimentar por 10 minutos. La parte en suspensión (*i.e.* partículas del tamaño de la arcilla) se colectó con una pipeta y se depositó por goteo sobre una laminilla de vidrio dejando secar a 60 °C. El goteo se realizó las veces necesarias hasta obtener una película delgada y uniforme.

RESULTADOS

Estratigrafía y granulometría de los depósitos volcánico-lásticos

A partir de la descripción e interpretación de las siete secciones estratigráficas (Tabla 1 y Figura 3) se construyó una columna estratigráfica compuesta (Figura 4) de los depósitos observados a partir de las secciones estratigráficas PRB-19-01, PRB-19-02, PRB-19-07, PRB-19-08, PRB-19-08B, PRB-19-09 y PRB-21-04. Estas secciones presentaron espesores que varían entre 1.3 y ~10 m, y permitieron identificar cinco unidades estratigráficas denominadas Cu-A, Cu-B, Cu-C, Cu-D y Cu-E (Figura 4) desde la base hacia la cima de la columna. En las secciones PRB-19-01, PRB-19-02 y PRB-19-09, se identificó el depósito del evento de inundación súbita del 2018, con al menos 0.8 m de espesor y la presencia de restos de vegetación y residuos sólidos (basura). A continuación, se describen a detalle cada una de las cinco unidades.

Unidad Cu-A

El depósito denominado Cu-A sólo se encontró aflorando en la sección PRB-19-08, en la zona corriente arriba, a 1 km de la localidad de Peribán de Ramos (Figura 1). Consiste en un depósito matriz-soportado de estructura masiva, heterolitológico, de poco a moderadamente consolidado, con gradación inversa, compuesto de clastos de rocas volcánicas andesíticas redondeadas y subredondeadas (Figura 5a, 5b y 5c). El depósito presenta imbricación de los clastos y tiene un espesor de 3 a >7 metros, cubierto en contacto abrupto por un horizonte de cenizas volcánicas y en contacto erosivo por los depósitos pertenecientes a la unidad Cu-C. Cabe mencionar que en ninguno de los sitios visitados y descritos en este trabajo pudo observarse la base de esta unidad, por lo que se puede considerar como la unidad más antigua observada dentro del cauce del Río Cutio.

El análisis granulométrico indica que el depósito PRB-19-08A tiene un contenido de grava de 51.6 % en peso (gránulo + guijarro + canto + bloque), un contenido de arena-limo de 49.4 % en peso y un contenido de la fracción arcillosa de 5.7 % en peso (Tabla 2). Presenta una distribución granulométrica polimodal (Figura 4) con modas en -6, 2 y 9 φ, con una media de -2.5 φ, una selección de 4.5 φ (extremadamente mal clasificado) y una curtosis de 0.82 (platicúrtica). Considerando el contenido de la fracción arcillosa y las características texturales de esta unidad, se le puede clasificar como un depósito de tipo flujo de escombros cohesivo. Finalmente, el análisis de componentes del depósito indica que contiene 6.2 % de líticos andesíticos (de lavas

del volcán Pico de Tancitaro) con alteración hidrotermal, 86.5 % de líticos andesíticos sin alteración hidrotermal y 7.3 % de cristales de diversos minerales.

Unidad Cu-B

Los depósitos de esta unidad consisten en una secuencia de al menos siete capas de ceniza volcánica (sección PRB-21-04, Figura 5c) diferenciadas de C1 a C7 desde la parte inferior hasta la superior (sección PRB-21-04, Figuras 3 y 5c). Esta unidad se encontró aflorando en la zona corriente arriba en las secciones PRB-19-08B y PRB-21-04, mientras que, la zona corriente abajo, se observó en la sección PRB-19-07 (Figuras 1, 4 y 5). Las capas C1, C3, C4, C6 y C7 de esta unidad presentan una textura masiva, mientras que las capas C2 y C5 presentan una textura laminar. Las capas con textura masiva están compuestas de ceniza gruesa a media, excepto la capa C7 que está compuesta de ceniza muy fina con espesores que oscilan entre 6 y 61 cm. Por su parte, las capas con textura laminar presentan espesores que varían de entre 4 y 20 cm. Además, se observó que esta unidad presenta retrabajo en su porción superior, ya que se encontraron clastos líticos de composición andesítica parcialmente redondeados a subredondeados del tamaño de gravas, inmersos en el depósito de ceniza volcánica (en la zona corriente abajo, sección PRB-19-07, Figura 5d).

Los resultados granulométricos de la muestra PRB-21-04-E, tomada de la capa C4 de la secuencia, indican que el depósito tiene un contenido de: ceniza fina de 12–23 % en peso, ceniza media de 37.16 % en peso, ceniza gruesa de 46.89 % en peso y lapilli fino de 2.72 % en peso. Su distribución granulométrica es bimodal (Figura 4) con modas en -4 y 9 φ, una media de 1.4 φ y una selección de 2.5 φ.

El análisis de componentes de la capa C4 indica que contiene, en volumen, 76 % de líticos y escorias juveniles andesíticas de color gris oscuro, 10 % de escorias y líticos accesorios alterados, 2 % de líticos accidentales de textura granular y andesitas de textura porfídica y 12 % de cristales de minerales (plagioclasa, piroxeno y olivino). Por otro lado, el análisis petrográfico en la misma muestra indicó que los líticos y escorias juveniles son de andesitas basálticas (de texturas hialopiliticas, pilotaxíticas, vesiculadas y no vesiculadas) con una asociación de cristales de plagioclasas + ortopiroxenos + clinopiroxenos ± olivino (Figura 6).

En la capa C2 de esta unidad (sección PRB-21-04), se recolectó la muestra de carbón del cual se obtuvo una edad de 18700 +/- 100 años AP (calibrada 20970–20460 años a.C.; Tabla 3).

Unidad Cu-C

Esta unidad se observó aflorando en varios sitios a lo largo del cauce (tanto corriente arriba como abajo, Tabla 1). Es un depósito masivo, con consistencia endurecida, matriz-soportado y heterolitológico. Presenta gradación inversa, vesículas en la matriz e imbricación de los clastos. La unidad tiene un espesor que varía de 1 a 1.50 m. Está cubierto en contacto erosivo por el depósito de la unidad Cu-D y sobreyace al depósito de ceniza volcánica de la unidad Cu-B (Figuras 5a y 5b).

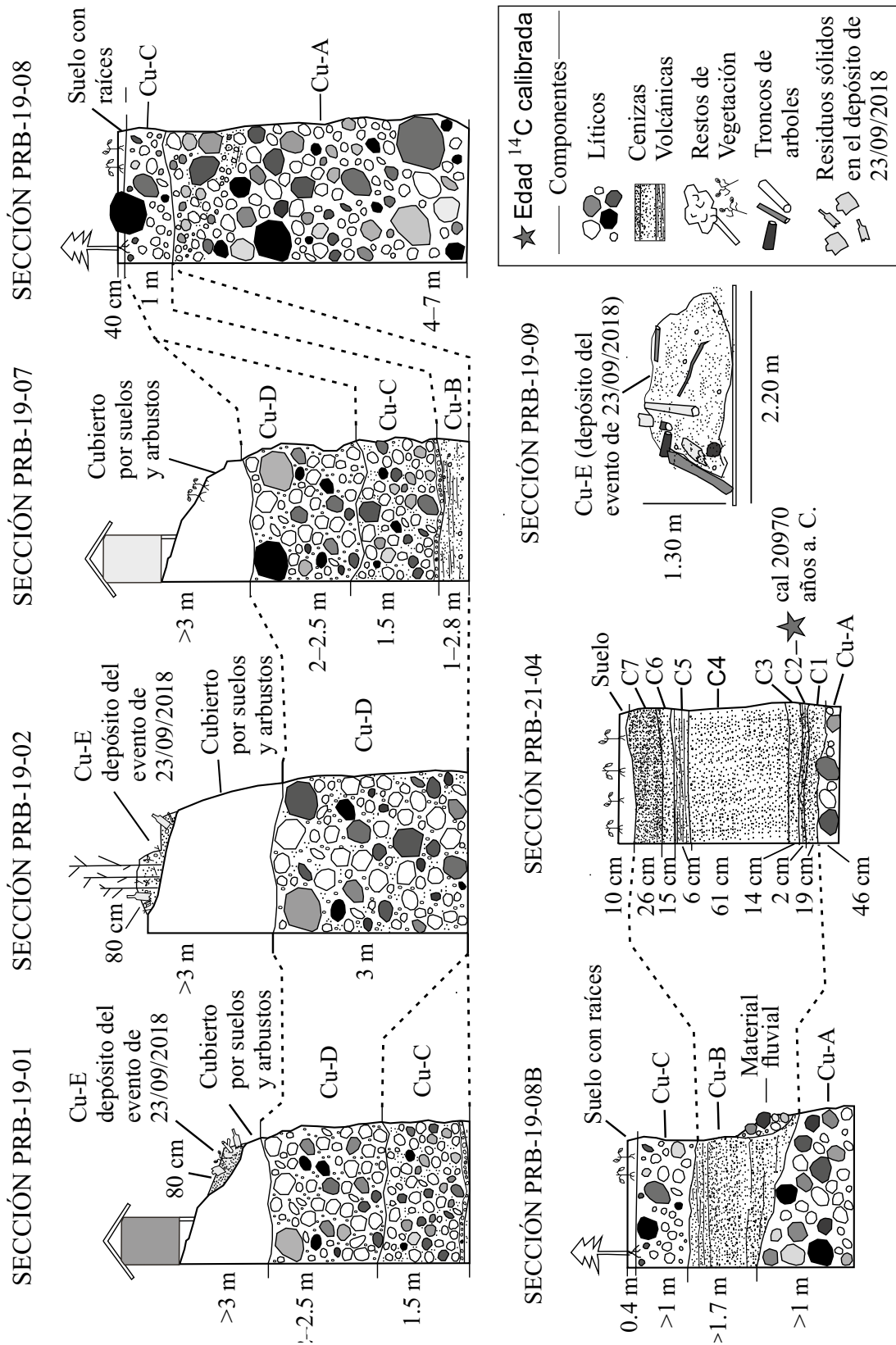


Figura 3. Esquema de correlación de las columnas estratigráficas levantadas en los diferentes afloramientos del cauce del Río Cuttío.

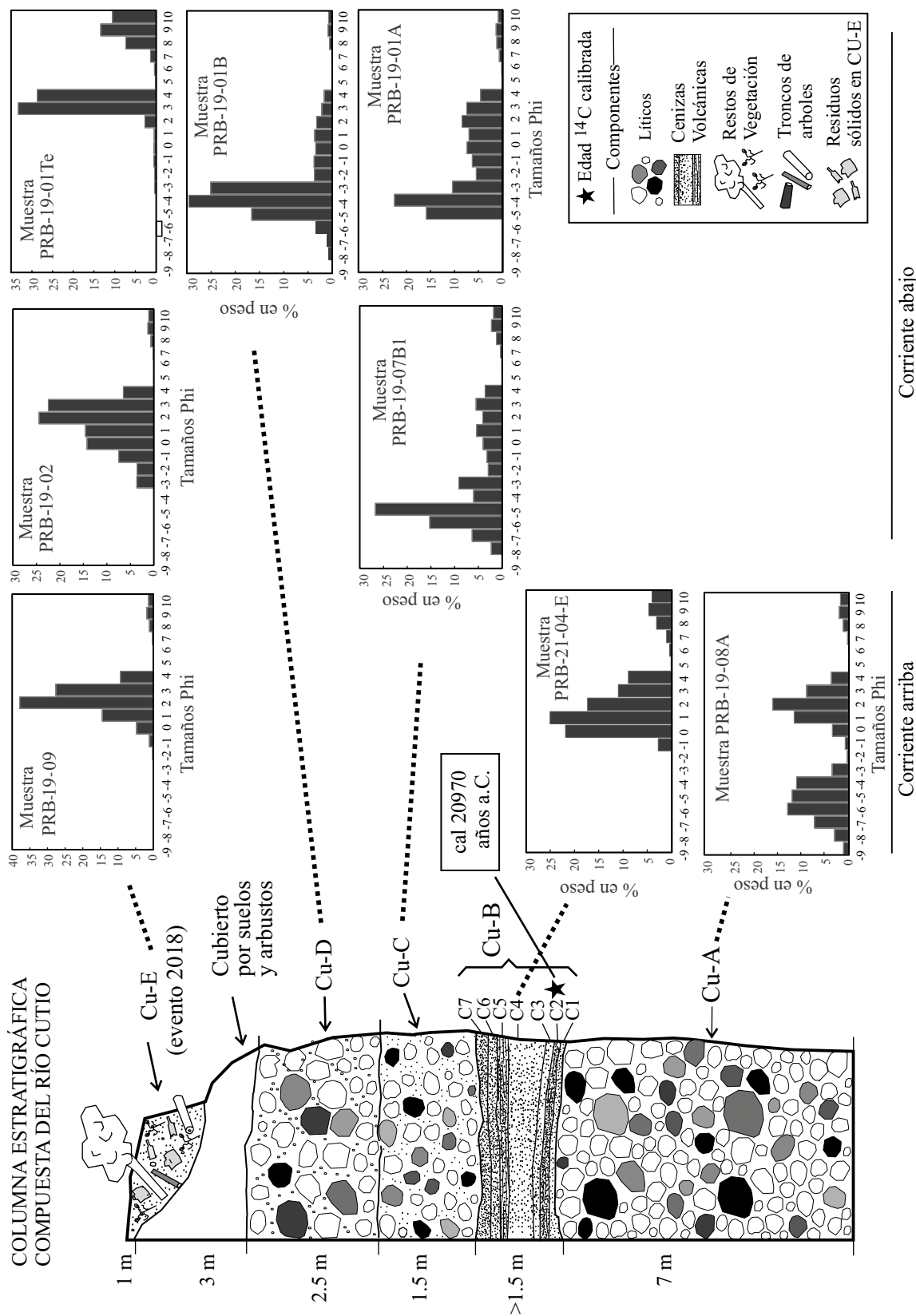


Figura 4. Columna estratigráfica compuesta que muestra los depósitos volcánoclasticos del Río Cutio (Cu-A, C, D y E), mismos que alternan con depósitos de cenizas volcánicas (Cu-B) y suelos. Se presentan histogramas granulométricos de las muestras sedimentológicas de dichos depósitos, los cuales están ordenados de acuerdo con la dirección de la corriente (corriente arriba y corriente abajo, como se describe en el texto). Se señala en la columna (con una estrella) la edad obtenida por ¹⁴C para una de las muestras de carbon.

En esta unidad se realizaron análisis granulométricos a dos muestras obtenidas en los afloramientos corriente abajo, PRB-19-07 y PRB-19-01 (separadas 820 metros una de otra). Ambas muestras se distinguen por altos contenidos de grava (gránulo + guijarro + canto + bloque) que varían de 72 % (PRB-19-07B1) a 67 % en peso (PRB-19-01A) y tienen un contenido de fracción arcillosa de 8 a 5.8 % en peso respectivamente. Además, tienen una distribución granulométrica polimodal (Figura 4), con modas en -5, -6, -3, 0, 2, 3 y 9 ϕ , con una media de -3 a 1.9 ϕ , una selección de -3.3 a 4.3 ϕ (extremadamente mal clasificada) y una curtosis de 1.2 (mesocúrtica) en la muestra PRB-19-07B1 y de 0.7 (platicúrtica) en la muestra PRB-19-01A. A partir de las características texturales y granulométricas de este depósito, observado corriente abajo, se estableció que esta unidad es un depósito de flujo de escombros cohesivo. El análisis de los componentes de la muestra PRB-19-07B1 indica que contiene 71.42 % de líticos andesíticos (procedentes de las lavas del volcán Pico de Tancitaro) con alteración hidrotermal.

Unidad Cu-D

Esta unidad se encontró aflorando en tres sitios (secciones PRB-19-01, PRB-19-02, PRB-19-07, Figura 1 y Tabla 1) de la barranca del Río Cutio a la altura del poblado de Peribán de Ramos y consiste en un depósito masivo, matriz-soportado, heterolitológico, caracterizado por tener clastos de tamaño de bloque de entre 0.5 a 1 m de diámetro. Presenta imbricación y está constituido por fragmentos de rocas

andesíticas subredondeadas y subangulares. El depósito tiene espesores de 2.5 m, sobreyace en contacto erosivo a la unidad Cu-C y está cubierto por suelos de color café con presencia de raíces (Figura 5b).

En esta unidad se realizó el análisis granulométrico en la muestra PRB-19-01B, el cual indicó que el depósito tiene un contenido de grava de 83.66 % en peso (gránulo + guijarro + canto + bloque) con una matriz de 16.44 % en peso y con un contenido de fracciones de arcilla de 5.4 % en peso. Tiene una distribución granulométrica bimodal (Figura 4), con modas en -4 y 9 ϕ , con una media de -3 ϕ , una selección de 2.4 ϕ (muy pobremente clasificado), y una curtosis de 1.9 (mesocúrtica). De acuerdo con todas estas características, esta unidad ha sido clasificada como un depósito de flujo de escombros cohesivo. El análisis de componentes indica que contiene 48.54 % de líticos andesíticos (procedentes de las lavas del volcán Pico de Tancitaro) con alteración hidrotermal.

Unidad Cu-E

Esta unidad es la más somera de la columna estratigráfica compuesta (Figura 4) y está asociada al depósito del evento de inundación súbita ocurrida el 23 de septiembre de 2018. Estos depósitos fueron efímeros, ya que, en días o meses posteriores, fueron removidos por las obras de limpieza realizadas por autoridades municipales, o bien, erosionados de manera natural. No obstante, se logró identificar en algunos sitios el depósito *in situ*, dentro de la barranca del río

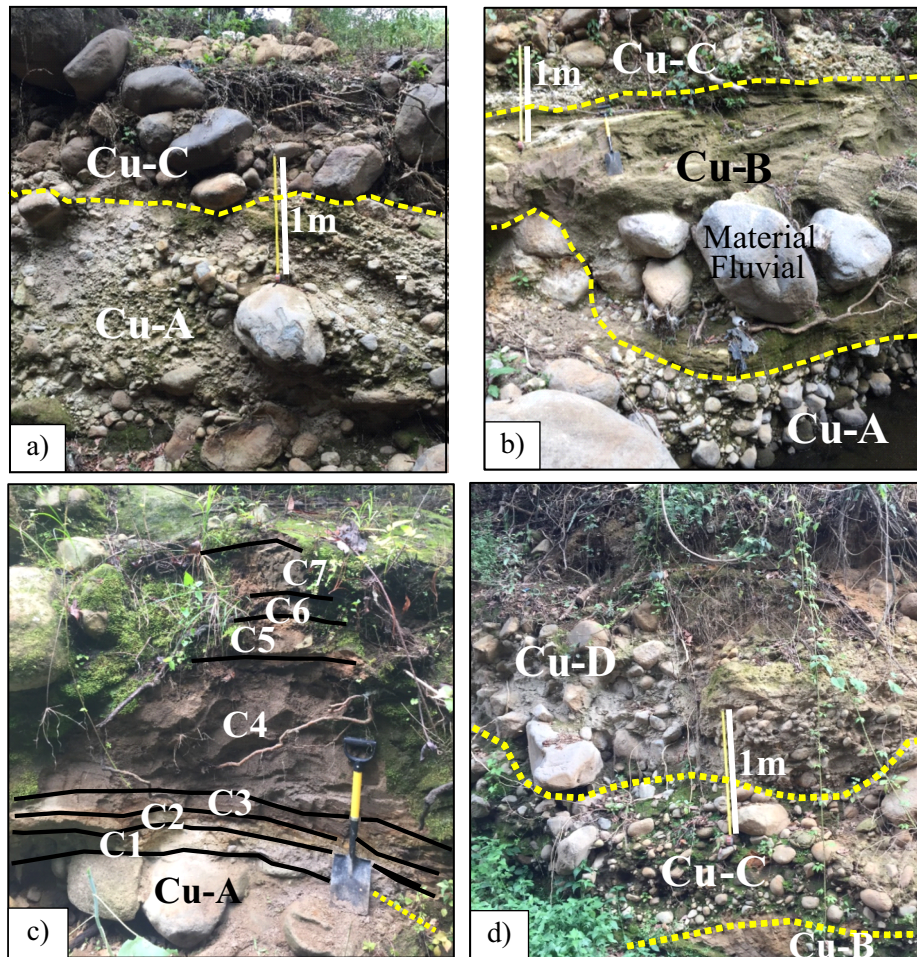


Figura 5. Afloramientos descritos a lo largo del Río Cutio. a) Sección PRB-19-08. b) Sección PRB-19-08B donde se denota material fluvial incrustado en la secuencia de ceniza volcánica. c) Sección PRB-21-04 en la que se destacan los depósitos de ceniza volcánica (C1 a C7) de la unidad Cu-B. d) Sección PRB-19-07.

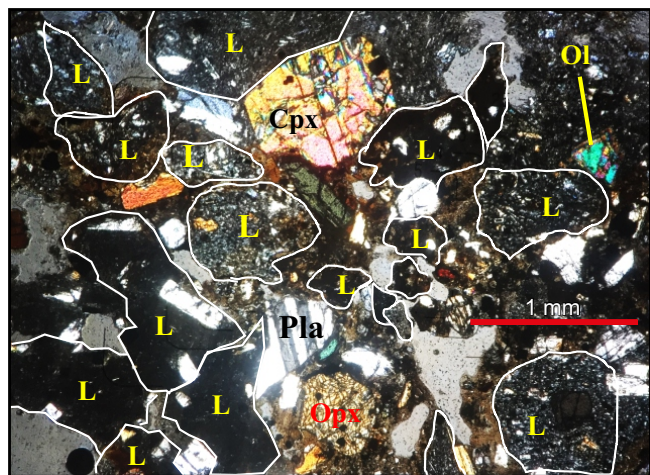


Figura 6. Fotomicrografía de la ceniza colectada en la capa de ceniza volcánica C4 (PRB-21-04-E) en el Río Cutio tomada con nicoles cruzados. L: líticos juveniles; Pla: plagioclasa; Opx: ortopiroxeno; Cpx: clinopiroxeno; Ol: olivino.

e incluso se observaron los daños ocasionados por el evento de inundación súbita de 2018 en las paredes de las casas aledañas al cauce (Figuras 7a y 7b).

A partir de estos depósitos, se describieron tres columnas estratigráficas, dos en terrazas aisladas ubicadas corriente abajo (dentro de la zona conurbada del poblado de Peribán) fuera del cauce principal (secciones PRB-19-01, PRB-19-02) y una de una terraza ubicada en el fondo del canal (PRB-19-09, Figura 7a) corriente arriba de la zona conurbada de Peribán.

En todos los sitios mencionados se observó que el depósito era masivo, no consolidado, compuesto de partículas arenosas-limosas-arcillosas, con ocasionales gránulos, con espesores que variaron de 0.4 a 1 m (Figura 4). El color del depósito varía de café-amarillento en la terraza de fondo (Figura 7a), a gris-oscuro en los depósitos de las terrazas fuera del cauce (Figura 7b). Los depósitos contenían abundantes restos de raíces, hojas, ramas, troncos, materia orgánica y residuos sólidos (plásticos, vidrio y botellas de PET), principalmente en las secciones PRB-19-01, PRB-19-02, situadas dentro de la zona conurbada del poblado de Peribán. De forma particular, el depósito del perfil PRB-19-02 se encontró entre los tallos de vegetación de carrizos, mientras que el depósito de terraza del fondo del cauce, PRB-19-09 (Figura 7a), contenía restos de troncos de árboles (de 20 cm a >5 m de longitud), ramas de árboles, arbustos y escasos clastos de rocas de 10 cm a 1.4 m de diámetro. Además de estos depósitos, el evento dejó marcas de lodo sobre las paredes del cauce y sobre las paredes de las casas construidas en las orillas del cauce del río, con alturas de 4 a 6 m (Figura 7c).

El análisis granulométrico de las tres muestras recolectadas (PRB-19-09, PRB-19-01Te, PRB-19-02) mostró que el contenido en peso de las fracciones de arena varía de 85 % en la muestra corriente arriba (PRB-19-09), a 38 y 83 % en las muestras corriente abajo (19-01Te, PRB-19-02). En general, presentan de 0.2 a 7.2 % en peso de fracciones de gránulo y guijarro, siendo la muestra PRB-19-02 la que presentó los valores más altos de ellas (probablemente porque fueron retenidos por los tallos de la vegetación de carrizos). El contenido en peso de las fracciones de arcilla fue de 3.2 % en la muestra corriente arriba, y de 2.4 a 24 % en las muestras corriente abajo, siendo más alto el valor de arcilla en los depósitos de la terraza fuera del cauce (PRB-19-01Te, Tabla 2). Esta unidad tiene una distribución granulométrica bimodal (Figura 4), con modas en 2, 3 y 9 ϕ , con una media de 1 a 5 ϕ , una

selección de 1.2 a 2.7 ϕ (pobremente clasificados) y una curtosis con valores de 1.2 (muy platicúrtica) en la muestra corriente arriba y de 0.6 (platicúrtica) a 1 (mesocúrtica) en las muestras corriente abajo. Estas características texturales y granulométricas del depósito indican que el flujo que causó la inundación de 2018 puede ser clasificado como un flujo hiperconcentrado.

Difracción de rayos X

Se realizaron análisis de difracción de rayos X a las fracciones arcillosas de los depósitos de flujos de escombros cohesivos. En la muestra PRB-19-01B de la unidad Cu-D se determinó la presencia de la arcilla pirofilita ($\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}$) y del óxido vandendriesscheita ($\text{U}_{10}\text{Pb}_2\text{O}_{48}\text{H}_{33}$). En la muestra PRB-19-08A de la unidad Cu-A se identificaron zeolitas (filipsita cálcica, $\text{Al}_{2.672}\text{Ca}_{0.82}\text{H}_{12}\text{KO}_{22}\text{Si}_{5.238}$), cristobalita (SiO_2) y silvita (KCl). Por su parte, en las fracciones finas del depósito de ceniza volcánica del Río Cutio, muestra PRB-21-04-E de la unidad Cu-B, se determinó margarita ($\text{A}_{14}\text{Ca}_{0.725}\text{H}_{1.98}\text{Li}_{0.105}\text{Mg}_{0.105}\text{Na}_{0.21}\text{O}_{12}\text{Si}_2$) asociada a hexahidrita [$\text{MgSO}_4(\text{H}_2\text{O})_6$], la zeolita filipsita potásica ($\text{Al}_{3.2}\text{Ca}_{0.78}\text{H}_{7.5}\text{K}_{1.22}\text{Na}_{0.41}\text{O}_{21.13}\text{Si}_{4.8}$) e hidromagnesita ($\text{C}_4\text{H}_{10}\text{Mg}_5\text{O}_{18}$). Finalmente, en la muestra PRB-19-09 del depósito del evento de 2018 se determinó filipsita cálcica ($\text{Al}_{2.672}\text{Ca}_{0.82}\text{H}_{12}\text{KO}_{22}\text{Si}_{5.238}$) y birnessita ($\text{H}_{4.108}\text{MnO}_{4.054}$).

DISCUSIÓN

Con las siete columnas estratigráficas, levantadas a lo largo de 3 km del cauce del Río Cutio, se obtuvo una columna estratigráfica compuesta, caracterizada por depósitos de flujo de escombros cohesivos con contenido de arcillas de entre 3.2 y 8 %. Este tipo de flujo suele estar asociado al colapso parcial o sectorial de edificios volcánicos hidrotermalmente alterados, tal como se ha observado en otros volcanes de México, como el Nevado de Colima, el Nevado de Toluca y el Pico de Orizaba (Capra y Macías, 2002; Capra y Macías, 2000; Carrasco-Núñez *et al.*, 1993; Capra *et al.*, 2002; Hernández-Rivas, 2020). En particular, las avalanchas de escombros suelen transformarse en flujos de escombros cohesivos durante su emplazamiento, debido a la progresiva fragmentación de material alterado y al alto contenido de agua presente en la masa antes de su colapso. Para el caso del volcán Pico de Tancitaro, Ownby *et al.* (2007; 2011) reportaron dos eventos de colapso sectorial del edificio volcánico; el más antiguo, fechado entre 694–571 ka, produjo la formación de una avalancha de escombros hacia el flanco oeste del edificio; el más reciente, ocurrido entre 261–238 ka, también estuvo asociado al emplazamiento de una secuencia de depósitos de avalancha de escombros y flujos de escombros con un volumen total de 18 km³ hacia la región de Nueva Italia, ubicada al sur del volcán (Ownby *et al.*, 2007; Morelli *et al.*, 2010). Por su parte, Morelli *et al.* (2010) asocian el evento de colapso más reciente con la inestabilidad del volcán debida a la alteración hidrotermal del edificio en su porción somital. De acuerdo con la edad de 18700 ± 100 años a.C. (cal. 20970 años a.C.), obtenida para el horizonte C2 de la unidad Cu-B, la secuencia de flujos de escombros cohesivos aquí descrita es mucho más joven y, con base en sus características texturales, distribución y magnitud, se puede asociar a procesos de remoción en masa más discretos, iniciados en sectores del volcán debilitados por alteración hidrotermal. De hecho, en las cabeceras del valle de la subcuenca del Río Chondo (aledaña a la del Río Cutio, hacia el NNE) y, en menor proporción en la del Río Cutio, se observan circos de erosión que podrían corresponder con las zonas fuente. Además, los resultados de los análisis de DRX llevados a cabo en las fracciones finas (fracciones del tamaño de arcillas) de los depósitos de flujo de escombros cohesivos, indican la presencia del filosilicato pirofilita. Este mineral ha sido

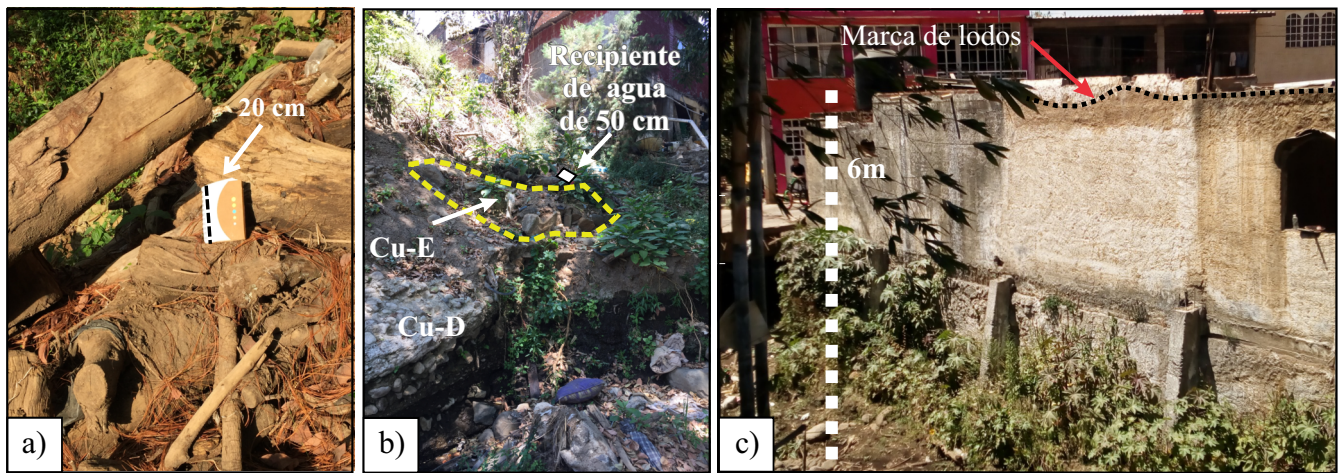


Figura 7. Afloramientos del evento del 23 de septiembre de 2018: a) Detalle del depósito de fondo de canal (PRB-19-09). b) Terraza fuera del canal (PRB-19-01Te), c) Marca de lodos en las paredes de casas que se encuentran en el margen del cauce del Río Cutio.

encontrado en muchos sistemas hidrotermales alrededor del mundo, por ejemplo: en volcanes activos como el Monte Ontake, en Honshu, Japón (Kataoka *et al.*, 2018; Minami *et al.*, 2016) y el volcán Azumajododaire, también en Japón (Imura *et al.*, 2021). Adicionalmente, los otros minerales encontrados en las muestras de matriz, como la cristobalita, vandendriesscheita, filipsita y silvita, suelen formarse como sublimados de fluidos hidrotermales en manantiales termales de ambientes volcánicos (Russo, 2021; Bustillos *et al.*, 2018; Inoue, 1995; Burkhard *et al.*, 1985). Por lo anterior, el material que constituye los depósitos de flujo de escombros cohesivos de la subcuenca del Río Cutio puede atribuirse a porciones del edificio volcánico asociadas al antiguo sistema hidrotermal del volcán, anteriormente debilitadas durante el Último Máximo Glaciar en el Pleistoceno Tardío (Heine, 1988; Vázquez-Selem y Heine, 2004), periodo durante el cual los glaciares se extendían hasta los 3400 m s.n.m. en los principales volcanes de México. A partir de ~15 ka inicia la etapa de deglaciación (Vázquez-Selem y Lachniet, 2017) con un incremento en la circulación de fluidos, proceso que favorece la progresiva alteración hidrotermal de las rocas expuestas que, por la formación de minerales arcillosos, aumentan su capacidad de retención de agua. Por lo tanto, es posible que esta condición de recesión glacial pudiera haber jugado un papel importante en la estabilidad del edificio volcánico, tal y como ha ocurrido en otros volcanes mexicanos como el Volcán de Colima y el Citlaltépetl para el mismo periodo (Capra *et al.*, 2013). Considerando la edad de la unidad Cu-B, los depósitos de flujos de escombros cohesivos más recientes pueden haberse originado durante esta etapa de deglaciación y haber sido disparados por un incremento de presión de poro en las rocas con alteración hidrotermal durante un evento de lluvia extremo. Por ejemplo, en tiempos recientes, lluvias torrenciales asociadas a tormentas tropicales y huracanes impactaron la cima del volcán Pico de Tancitaro en los años de 1995, 2004, 2010 y 2015, ocasionando deslizamientos de tierra (Valdez-Carrera *et al.*, 2022).

Por otro lado, se considera que la unidad Cu-B, identificada a 1740 metros de altitud e interpretada como una secuencia de depósitos piroclásticos de caída, pudo haber sido originada por una fuente eruptiva cercana al afloramiento. Sin embargo, su edad de ca. 20970 cal. años a.C. indica que no es atribuible a la actividad eruptiva del Pico de Tancitaro, ocurrida hace $\sim 237 \pm 4$ ka, y que fue de tipo efusivo (Ownby *et al.*, 2007). En cambio, el horizonte donde se recolectó el carbón (C2) consiste en componentes líticos y escorias andesítico-basálticas (87 % juveniles), con una asociación de cristales de plagioclasa + piroxeno

+ clinopiroxeno + olivino, lo que indica una actividad asociada a un volcán de tipo monogenético, tal y como se ha reportado para otros volcanes del CVMG (Kshirsagar *et al.*, 2016; Osorio-Ocampo *et al.*, 2018; Guilbaud *et al.*, 2019; Ramírez-Uribe *et al.*, 2021). Al respecto, los volcanes monogenéticos más cercanos al afloramiento (dentro de un radio de 4 a 5 km en relación con el sitio del depósito donde se obtuvo la muestra para el fechamiento) son el cono Parambem y el Parastaco (Figura 1), que han sido fechados en 224 ka y 8 ka respectivamente, mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (Ownby *et al.*, 2011), edades que difieren de la que se obtuvo para el depósito C2. Por lo que, a pesar de que son los volcanes monogenéticos más cercanos al afloramiento de ceniza, no pueden considerarse como las estructuras fuente de este depósito. Por lo que se requiere de un estudio más detallado para una identificación definitiva de la fuente.

En cuanto a las características granulométricas de los depósitos descritos a lo largo del Río Cutio se observa, en términos generales, que los flujos de escombros cohesivos presentan poca variación, ya que el contenido de las fracciones gruesas (i.e., guijarros a bloques), se mantiene constante con la distancia. Esto puede ser debido a que la alta cantidad de arcillas tiende a promover el transporte homogéneo dentro del flujo de los clastos gruesos, reduciendo la tasa de sedimentación como se ha identificado en otros estudios (Vallance y Scott, 1997; Phillips y Davies, 1991; Druitt, 1995; Sweet, 2017). Por su parte, la granulometría de las partículas de fracciones de arena a lo largo de los depósitos disminuye poco con la distancia, a excepción del depósito originado por el evento de inundación súbita de 2018, cuyo contenido de arenas se dispersa a valores de 94.09 % y 65–59 % en peso, lo que se relaciona a un flujo de tipo hiperconcentrado, más que de escombros (Pierson y Scott, 1999; Pierson, 2005). Este alto contenido de partículas del tamaño de arena sugiere que el flujo transportó sedimentos como carga de fondo (depósitos de fondo de canal, Pierson y Scott, 1999).

Finalmente, a partir del reconocimiento de depósitos de lahar ocurridos durante el Pleistoceno Tardío y Holoceno en la subcuenca del Río Cutio, el desbordamiento fluvial con la formación de lahares (hiperconcentrados o de flujo de escombros) representa un peligro latente, tanto para Peribán de Ramos como para las localidades aledañas asentadas en la llanura de inundación de los principales drenajes provenientes del flanco NW del volcán Pico de Tancitaro. Los depósitos aquí descritos son la evidencia de la posible ocurrencia de flujos de escombros cohesivos a partir de procesos de remoción en masa durante eventos de lluvia extraordinarios, tal como la precipitación que detonó

el flujo hiperconcentrado de septiembre de 2018. Este tipo de flujos puede tener un impacto catastrófico en las zonas expuestas por su capacidad de transportar un importante volumen de sedimentos sobre grandes distancias, aún en pendientes poco inclinadas $<0.4^\circ$ (Scott *et al.*, 1995; Vallance y Scott, 1997; Rodolfo, 2000).

Por otro lado, es importante considerar que el desarrollo de procesos de remoción en masa está siendo incrementado debido al cambio de uso de suelo y de la cubierta vegetal. Entre 1995 y 2017 en la parte media y alta de la subcuenca del Río Cutio se perdió el 29 % de la superficie boscosa, la cual se convirtió, en su mayoría, en sembradío de huertas de aguacate y zanzamora (Borrego y Carlón-Allende, 2021; Vázquez *et al.*, 2023); estos bosques pueden tener edades hasta de 350 años (Carlón-Allende *et al.*, 2021). Es probable que la pérdida de esta superficie boscosa haya sido la causa de que las condiciones de escurrimiento e infiltración de la subcuenca hayan cambiado gradualmente, lo que se traduce en una menor capacidad de infiltración, un mayor escurrimiento y un incremento de la descarga fluvial en las zonas angostas y poco profundas de los drenajes, tal y como sucedió durante la inundación súbita de septiembre de 2018. Durante este evento, se ha estimado que el flujo alcanzó profundidades máximas de hasta ocho metros y velocidades máximas de 8.5 m/s, de acuerdo con la reconstrucción del evento a través de simulaciones numéricas (Vázquez *et al.*, 2023). Estas profundidades y velocidades alcanzadas por el flujo provocaron el arrastre de árboles, automóviles, personas, así como una profunda erosión del lecho del río. Cabe mencionar que parte de esta tragedia se debió a que el drenaje natural del río se encontraba bloqueado por basura y asentamientos irregulares (CONAGUA, 2018). Por tanto, resulta necesario incrementar la investigación de este tipo de fenómenos en el área de estudio y zonas aledañas, así como llevar a cabo un análisis de peligro por eventos de inundación en las inmediaciones del estratovolcán Pico de Tancitaro, a fin de contribuir al conocimiento de estos procesos y aportar información a las autoridades locales y de Protección Civil para prevenir y/o mitigar los efectos negativos de este tipo de fenómenos en el futuro.

CONCLUSIONES

Con la presente investigación se obtuvo una columna estratigráfica compuesta de la subcuenca del Río Cutio. A partir de ella se pudo identificar que el evento de inundación súbita ocurrido el 23 de septiembre de 2018, en la zona conurbada de Peribán de Ramos, fue ocasionado por un lahar de tipo flujo hiperconcentrado. Se identificaron cuatro depósitos de flujos de escombros cohesivos históricos que, probablemente, se originaron en la parte alta de la subcuenca por procesos de remoción en masa discretos, derivados de los procesos de alteración hidrotermal que han tenido lugar en la cima del volcán y que han provocado, al menos en dos ocasiones, el colapso parcial del edificio. Estos resultados ponen en evidencia que la subcuenca del Río Cutio puede considerarse como una zona activa para el desarrollo de lahares durante la época de lluvias. Incluso, podría llegar a desarrollar flujos de escombros cohesivos potencialmente más peligrosos, especialmente por su dinámica y su capacidad de transportarse a distancias aún mayores que la observada durante el evento del 2018. También es importante considerar que estos fenómenos pueden verse magnificados por efectos antropogénicos, tales como el cambio de uso de suelo y la obstrucción del cauce natural del río debida a asentamientos irregulares o a desechos. Por lo tanto, la información aquí obtenida servirá como base para la evaluación y pronóstico de eventos de inundación a futuro, así como para que las autoridades locales y de Protección Civil puedan implementar medidas de prevención y/o mitigación ante estos fenómenos.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo fue financiado por el proyecto PAPIIT-IA104020-DGAPA otorgado a Rosario Vázquez. Los análisis de difracción de rayos X fueron costeados por el Laboratorio de Análisis de Partículas y Separación de Minerales y por el Laboratorio de Petrografía, ambos ubicados en el Instituto de Geofísica Unidad Michoacán de la Universidad Nacional Autónoma de México. Los autores agradecen a Guillermo Cisneros por facilitar el material cartográfico, a Omar López por su apoyo en los análisis granulométricos, a los estudiantes Juan Carlos Avelar y Citlalli Guadalupe por su apoyo en los análisis sedimentológicos ópticos, y a Jairo Arroyo por su apoyo durante el trabajo de campo. También agradecemos las sugerencias y comentarios objetivos de los revisores anónimos, ya que proporcionaron una mejor redacción y calidad al artículo.

REFERENCIAS

- Ban, M., Hasenaka, T., Delgado-Granados, H., Takaoka, N., 1992, K-Ar ages of lavas from shield volcanoes in the Michoacan-Guanajuato volcanic field, Mexico: *Geofísica Internacional*, 31(4), 467-473.
- Beverage, J.P., Culbertson, J.K., 1964, Hyperconcentrations of suspended sediment: *Proceedings of the American Society of Civil Engineers, Hydraulics Division J.*, 90, 117-128.
- Borrego, A., Carlón-Allende, T., 2021, Principales detonantes y efectos socioambientales del boom del aguacate en México: *Journal of Latin American Geography*, 20(1), 154-184.
- Burkhard, D.J.M., Rybach, L., Bächtiger, K., 1985, Uranium and copper ore minerals in a Lower Permian lapilli-agglomerate tuff in Eastern Switzerland (Weisstannental, Kanton St. Gallen): *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, 65, 335-352.
- Bustillos, J., Romero, J.E., Guevara, A., Díaz-Alvarado, J., 2018, Tephra fallout from the long-lasting Tungurahua eruptive cycle (1999-2014): Variations through eruptive style transition and deposition processes: *Andean Geology* 45(1), 47-77, doi: 10.5027/andgeoV45n1-3036
- Capra, L., Bernal, J.P., Carrasco-Núñez, G., Roverato, M., 2013, Climatic fluctuations as a significant contributing factor for volcanic collapses. Evidence from Mexico during the Late Pleistocene: *Global Planet Change*, 100, 194-203.
- Capra, L., Macías, J.L., 2000, Pleistocene cohesive debris flows at Nevado de Toluca volcano, central Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102(1-2), 149-167.
- Capra, L., Macías, J.L., 2002, The cohesive Naranjo debris-flow deposit (10 km³): A dam breakout flow derived from the Pleistocene debris avalanche deposit of Nevado de Colima Volcano (México): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 117, 213-235.
- Capra, L., Macías, J.L., Scott, K.M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V.H., 2002, Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico - Behavior and implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 113, 81-110.
- Carlón-Allende, T., Villanueva-Díaz, J., Soto Castro, G., Mendoza, M.E., Macías J.L. 2021, Tree rings as indicators of climatic variation in the Trans-Mexican Volcanic Belt, central Mexico: *Ecological Indicators*, 120:106920. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2020.106920>
- Carrasco-Núñez, G., Vallance, J.W., Rose, W.I., 1993, A voluminous avalanche induces lahar from Citlaltépetl volcano, México: Implications for hazard assessment: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 59, 35-46.
- CENAPRED (Centro Nacional de Prevención de Desastres), 2020, Impacto Socioeconómico de los principales desastres ocurridos en la República Mexicana 2018: Ciudad de México, México. Dirección de Análisis y Gestión de Riesgos-Subdirección de Estudios Económicos y Sociales, 274 pp.
- CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), 2018, Informa la Conagua Sobre la Situación en Peribán, Michoacán: Ciudad de México, 24 de septiembre de 2018, Comunicado de Prensa No. 553-18.

- Druitt, T.H., 1995, Settling behavior of concentrated dispersions and some volcanological applications: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 65, 27-39.
- Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 84-92.
- Folk, R.L., Ward, W.C., 1957, Brazos river bar: a study of the significance of grain size parameters: *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3-26.
- Fuentes, J.J.J., Bravo, E.M., Bocco, G.V., 2004, Water balance and landscape degradation of an ungauged mountain watershed: case study of the Pico de Tancitaro National Park, Michoacán, Mexico: *Journal of Environmental Hydrology*, 12, 1-13.
- Guilbaud, M.N., Siebe, C., Widom, E., Rasoazanamparany, C., Salinas, S., Castro-Govea, R., 2019, Petrographic, geochemical, and isotopic (Sr-Nd-Pb-Os) study of Plio- Quaternary volcanics and the Tertiary basement in the Jorullo-Tacámbaro area, Michoacán-Guanajuato Volcanic Field. México: *Journal of Petrology*, 60(12), 2317-338, <https://doi.org/10.1093/petrology/egaa006>
- Hasenaka, T., Carmichael, I.S.E., 1985, A compilation of location, size, and geomorphological parameters of volcanoes of the Michoacán-Guanajuato volcanic field, Central Mexico: *Geofísica Internacional*, 24, 577-607.
- Heine, K., 1988, Late Quaternary glacial chronology of the Mexican volcanos: *Die Geowissenschaften*, 6(7), 197-205.
- Hernández-Rivas, O.A., 2020, Análisis geomorfológico del flanco SE del volcán Citlatépetl (Pico de Orizaba) y textural del depósito de lahar Teteltzingo, Veracruz, México: Ciudad de México, México. Ciudad Universitaria, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Filosofía y Letras Colegio de Geografía, Tesis de Licenciatura, 115 pp.
- Imura, T., Ohba, T., and Horikoshi, K., 2021, Geologic and petrologic evolution of subvolcanic hydrothermal system: A case on pyroclastic deposits since the 1331 CE eruption at Azuma-Jododaira volcano, central Fukushima, North-Eastern Japan: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 416(3):107274.
- Inoue, A., 1995, Formation of Clay Minerals in Hydrothermal Environments, *en* Velde, B. (ed.), *Origin and Mineralogy of Clays*: Berlin, Heidelberg, Springer, 268-329. https://doi.org/10.1007/978-3-662-12648-6_7
- Kataoka, K.S., Matsumoto, T., Saito, T., Kawashima, K., Nagahashi, Y., Iyobe, T., Sasaki, A., Suzuki, K., 2018, Lahar characteristics as a function of triggering mechanism at a seasonally snow-clad volcano: contrasting lahars following the 2014 phreatic eruption of Ontake Volcano, Japan: *Earth Planets Space* 70, 113-141, <https://doi.org/10.1186/s40623-018-0873-x>
- Krumbein, W.C., 1934, Size Frequency Distribution of Sediments: *Journal of Sedimentary Petrology*, 4, 65-77.
- Kshirsagar, P., Siebe, C., Guilbaud, M., Salinas, S., 2016, Geological and environmental controls on the change of eruptive style (phreatomagmatic to Strombolian-effusive) of Late Pleistocene El Caracol tuff cone and its comparison with adjacent volcanoes around the Zacapu basin (Michoacán, México): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 318, 114-133, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.03.015>
- Laudan, J., Zöller, G., Thieken, A., 2020, Flash floods versus river floods - a comparison of psychological impacts and implications for precautionary behavior: *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 20(4), 999-1023, <https://doi.org/10.5194/nhess-20-999-2020>, 2020
- Lavigne, F., Thouret, J.C., 2000, Les lahars: depots, origines et dynamique: *Bulletin de la Société Géologique de France*, 171(5), 545-557.
- Manville, V., Németh, K., Kano, K., 2009, Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards: *Sedimentary Geology*, 220, 136-161.
- Minami, Y., Imura, T., Hayashi, S., Ohba T., 2016, Mineralogical study on volcanic ash of the eruption on September 27, 2014 at Ontake volcano, central Japan: correlation with porphyry copper systems: *Earth Planets Space*, 68, 67-77, <https://doi.org/10.1186/s40623-016-0440-2>
- Morelli, S., Garduño M, V.H., Gigli, G., Falorni, G., Rocha, E.A., Casagli, N., 2010, The Tancitaro debris avalanche: characterization, propagation and modeling: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 193, 93-105.
- Osorio-Ocampo, S., Macías, J.L., Pola, A., Cardona-Melchor, S., Sosa-Ceballos, G., Garduño- Monroy, V.H., Layer, P.W., García-Sánchez, L., Perton, M., Benowitz, J., 2018, The eruptive history of the Pátzcuaro Lake area in the Michoacán Guanajuato Volcanic Field, Central México: Field mapping, C-14 and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 307-328, <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.06.003>
- Ownby, S.E., Delgado-Granados, H., Lange, R.A., Hall, C.M., 2007, Volcan Tancitaro, Michoacán, Mexico, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ constraints on its history of sector collapse: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161, 1-14.
- Ownby, S.E., Lange, R.A., Hall, C.M., Delgado-Granados, H., 2011, Origin of andesite in the deep crust and eruption rates in the Tancitaro–Nueva Italia region of the central Mexican arc: *Geological Society of America Bulletin*, 123, 274-294.
- Phillips, C.J., Davies, T.R.H., 1991, Determining rheological parameters of debris flow material: *Geomorphology*, Elsevier, 4(2), 101-110.
- Pierson, T.C., 2005, Hyperconcentrated flow - transitional process between water flow and debris flow, *en* Jakob, M., Hungr, O. (ed.), *Debris-flow hazards and related phenomena*: Heidelberg, Springer, 159-202.
- Pierson, T.C., Scott, K.M., 1999, Superficial hydrologic hazards and volcanoes: Debris avalanches, lahars and floods: Processes, interpretation of deposits, and techniques of hazard assessment and mitigation: U.S. Geological Survey Open-File Report, 137 pp.
- Ramírez-Urbe, I., Siebe, C., Chevrel, M.O., Fisher, C.T., 2021, Rancho Seco Monogenetic Volcano (Michoacán, Mexico): Petrogenesis and Lava Flow Emplacement Based on LiDAR Images: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 411, 107169, doi:10.1016/j.jvolgeores.2020.107169
- Reimer, P., Austin, W., Bard, E., Bayliss, A., Blackwell, P., Bronk Ramsey, C., Talamo, S., 2020, The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0–55 calkBP): *Radiocarbon*, 62(4), 725-757, doi:10.1017/RDC.2020.41
- Rodolfo, K.S., 2000, The hazards from lahars and jökulhlaups, *en* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J., (eds), *Encyclopedia of Volcanoes*: Lóndres, Academic Press, 973-995.
- Rosiwal, A., 1898, Über Geometrische Gesteinsanalysen; eine einfache Wegziffermassigen Feststellung des Quantitätsverhältnisses der Mineralbestandteile gemengter Gesteine: *Verhandlungen der Kaiserlich-Koeniglichen Geologischen Reichsanstalt, Wien*, (5/6), 143-175.
- Russo, M., 2021, La “mineralogia vesuviana” di Antonio Parascandola, Un capitolo inedito e mancante al libro “Vesuvio e le sue Eruzioni” di Giovan Battista Alfano e Antonio Parascandola: *Miscellanea: Istituto Nazionale Di Geofisica e Vulcanologia (INGV)*, 61, 190, <https://doi.org/10.13127/misc/61>
- Sarocchi, D., Borselli, L., Macías, J.L., 2005, Construcción de perfiles granulométricos de depósitos piroclásticos por métodos ópticos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(3), 371-382.
- Scott, K.M., Vallance, J.W., Pringle, P.T., 1995, Sedimentology, behavior, and hazards of debris flows at Mount Rainier, Washington: U.S. Geological Survey Professional Paper, 1547, 56 pp.
- Sohn, Y.K., Cough, S.K., 1989, Depositional processes of the Suwolbong tuff ring, Cheju Island (Korea): *The Journal of the International Association of Sedimentologists*, 36, 837-855.
- Sweet, D.E., 2017, Fine-grained debris flows in coarse-grained alluvial systems: paleoenvironmental implications for the late Paleozoic Fountain and Cutler formations, Colorado, U.S.A.: *Journal of Sedimentary Research*, 87, 763-779.
- Valdés-Carrera, A.C., Mendoza, M.E., Carlón-Allende, T., Macías, J.L., 2022, Multitemporal landslide inventory analysis of an intertropical mountain in west-central Mexico - Basis for hazard management: *Journal of Mountain Science*, Springer, 19(6), 1650-1669, <https://doi.org/10.1007/s11629-021-7223-3>
- Vallance, J.W., 2000, Lahars, *en* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J., (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, Academic Press, 601-616.
- Vallance, J.W., Iverson, R.M., 2015, Lahars and Their Deposits, *en* Sigurdsson, H., Houghton, B.F., McNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J., (ed.), *Encyclopedia of Volcanoes*: San Diego, Academic Press, 649-664.

- Vallance, J.W., Scott, K.M., 1997, The Osceola Mudflow from Mount Rainier: Sedimentology and hazard implications of a huge clay-rich debris flow: Geological Society of America Bulletin, 109(2), 143-163, [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1997\)109%3C0143:tomfmr%3E2.3.co;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1997)109%3C0143:tomfmr%3E2.3.co;2)
- Vázquez, R., Carlón-Allende, T., García-Tenorio, F., Mendiola, F., 2023, Numerical modelling of a flash-flood event at Peribán de Ramos, Michoacán (Mexico): Physical Geography, DOI: 10.1080/02723646.2022.2163539
- Vázquez-Selem, L., Heine, K., 2004, Late Quaternary glaciation of México: Developments in Quaternary Sciences, 2, 233-242.
- Vázquez-Selem, L., Lachniet, M.S., 2017, The deglaciation of the mountains of Mexico and Central America: Geographical Research Letters, 23(2), 553-570.
- Wentworth, C.K., 1922, A scale of grade and class terms for clastic sediment: The Journal of Geology, 30(5), 377-392.

Manuscrito recibido: diciembre 5, 2022

Manuscrito corregido recibido: abril 18, 2023

Manuscrito aceptado: abril 21, 2023