



Aplicación de los isótopos cosmogénicos terrestres en terrenos volcánicos del holoceno en México: experiencias y retos

Application of terrestrial cosmogenic isotopes in holocene volcanic landforms in Mexico: experiences and challenges

Alcalá-Reygosa, Jesús ⁽¹⁾; Macías, José Luis ⁽²⁾; Arce, José Luis ⁽³⁾

(1) Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510, Ciudad de México, México. Email: jalcalar@ucm.es

(2) Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán, 04510, Ciudad de México 04510, México.

(3) Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Coyoacán, 04510, Ciudad de México, México.

Resumen

En este trabajo se evalúa la aplicación de los isótopos cosmogénicos terrestres ^{10}Be y ^{36}Cl producidos *in situ* en dos centros eruptivos mexicanos, el volcán Jumento y el Complejo Volcánico Tacaná, para llevar a cabo la datación de relieves volcánicos y demostrar su edad holocénica. Su uso ha permitido mejorar la historia volcánica de ambos centros eruptivos, pero también ha puesto de manifiesto incertidumbres que deben ser solventadas para la obtención de edades más precisas. Así, si tenemos xenocristales de cuarzo en los relieves volcánicos, como por ejemplo en lavas, se puede aplicar ^{10}Be , pero es necesario tomar una cantidad suficiente de muestra para llevar a cabo los análisis en el Acelerador Espectrómetro de Masas (AMS) de forma adecuada, mientras que si aplicamos el ^{36}Cl conviene realizar un análisis geoquímico previo de las rocas para estimar la cantidad de ^{35}Cl y recolectar las muestras en superficies con un aspecto regular y en buen estado de conservación. Ambos aspectos son esenciales dado que la producción de ^{36}Cl a partir de la captura de neutrones de baja energía (termales y epitermales) por el ^{35}Cl todavía no está definida con precisión.

Palabras clave: dataciones; isótopos cosmogénicos terrestres; Holoceno; relieves volcánicos; volcanes mexicanos.

Abstract

This paper evaluates the application of terrestrial cosmogenic ^{10}Be and ^{36}Cl isotopes produced *in situ* in two Mexican eruptive centres, the Jumento volcano and the Tacaná Volcanic Complex, to test the Holocene



volcanic landforms. Its use has improved the volcanic history of these volcanoes, but it has also revealed uncertainties that must be solved to obtain more precise ages in the future. If quartz xenocrysts are available in lava rocks, we can use ^{10}Be but it is necessary to take enough amount of samples to properly analyze them in the Accelerator Mass Spectrometer (AMS); whereas, for ^{36}Cl it is convenient to have a previous geochemical analysis of the samples to estimate their amount of ^{35}Cl . In addition, it is essential to collect the samples on surfaces with regular geometry and in a good state of preservation because the production of ^{36}Cl from the capture of low-energy neutrons (thermal and epithermal) by ^{35}Cl is not yet precisely defined.

Key words: geochronology; cosmogenic surface dating: Holocene; volcanic landforms; Mexican volcanoes.

1. Introducción

La datación de relieves y depósitos volcánicos resulta esencial no solo para la reconstrucción de la historia de los volcanes sino para la estimación de variables temporales en la evaluación de amenazas, tales como tiempos de recurrencia, duraciones y periodos de quiescencia de la actividad volcánica. Para ello se han utilizado tradicionalmente diversos métodos entre los cuales los más consistentes son ^{40}Ar - ^{39}Ar (Wijbrans *et al.*, 2011; Conway *et al.*, 2015), ^{40}K - ^{40}Ar (Germa *et al.*, 2010), radiocarbono (Calvert *et al.*, 2006), y U-Th/He (Aciego *et al.*, 2007). No obstante, muchos de estos métodos no son apropiados para determinar la edad de relieves volcánicos del Holoceno y en especial del Holoceno tardío (los últimos 4-5 ka), lo que implica un vacío en el conocimiento de la historia reciente de los volcanes. Por ejemplo, el ^{40}Ar - ^{39}Ar y el ^{40}K - ^{40}Ar , que son las dos técnicas utilizadas con más frecuencia en vulcanología, requieren de una concentración de ^{40}Ar medible (Renne, 2000) lo cual no es posible para ese tipo de relieves tan jóvenes. También para el caso del radiocarbono, no siempre se encuentra materia orgánica en los productos volcánicos, en especial en las lavas y domos de lava donde es casi imposible obtener material carbonizado, y en ocasiones solamente se pueden muestrear paleosuelos por debajo de las lavas (Siebe *et al.*, 2004; Guilbaud *et al.*, 2022). Ante esta limitación, en México se están aplicando los isótopos cosmogénicos terrestres obteniéndose excelentes resultados que han permitido comple-

tar o bien refinar la historia eruptiva de los volcanes (Arce *et al.*, 2003; Vázquez-Selem y Heine, 2011; Alcalá-Reygosa *et al.*, 2018a, 2018b, 2021; Guilbaud *et al.*, 2022).

La datación mediante isótopos cosmogénicos terrestres producida *in situ* se basa en la medición de la concentración de núcleos como el berilio-10 (^{10}Be), el cloro-36 (^{36}Cl), y el helio-3 (^3He) en las rocas de la superficie terrestre (Dunai, 2010), requiriéndose para su uso tasas precisas de producción de los isótopos y factores de escala. La producción es el resultado de la interacción de determinados minerales presentes en los relieves de la superficie terrestre, desde que se depositan o se estabilizan, con la radiación cósmica secundaria. Los isótopos cosmogénicos terrestres pueden ser aplicados en periodos de tiempo comprendidos entre los 100 y 1.000.000 de años y en cualquier tipo de roca. Por ejemplo, el ^{10}Be es producido en cuarzos y puede ser aplicado en cualquier roca que los contenga; ^{36}Cl es producido en cualquier roca que contenga K, Ca y Cl por lo que puede ser utilizado en cualquier roca con feldespatos, piroxenos y carbonatos; y ^3He es generado en olivinos, piroxenos y hornblendas (Dunai, 2010). Así, el uso de cada isótopo depende de la mineralogía que tenga cada forma del relieve. Cabe destacar que en el caso del ^{36}Cl , que es el isótopo más utilizado en los volcanes mexicanos, es preferible, si es posible, centrarse en el análisis de minerales separados ricos en Ca y K en vez del análisis de toda la roca (Alcalá-Reygosa *et al.*, 2018a; 2021).

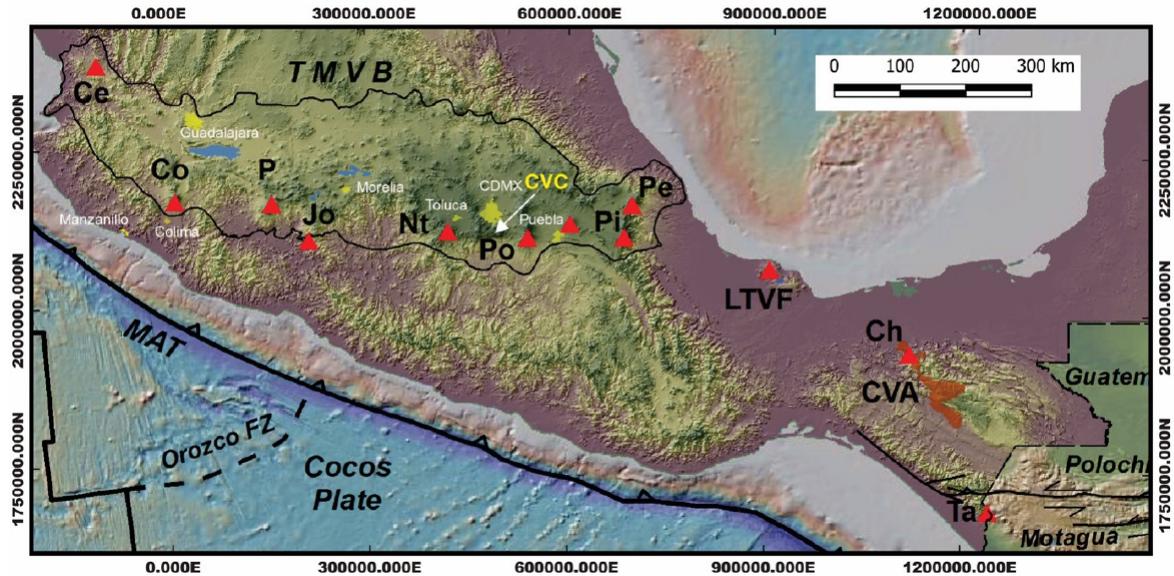


Figura 1. Mapa donde se muestra el contexto tectónico de México y la localización del Campo Volcánico Chichinautzin (CVC), donde se encuentra el Jumento, y el Complejo Volcánico Tacaná (Ta). Abreviaciones: Ce, volcán Ceboruco; Co, volcán Colima; P, volcán Parícutin; Jo, volcán Jorullo; Nt, volcán Nevado de Toluca; Po, volcán Popocatepetl; CVC, campo volcánico Chichinautzin; Pi, volcán Pico de Orizaba; Pe, volcán Cofre de Perote; LTVF, Campo volcánico Los Tuxtlas; Ch, volcán Chichón; CVA, Arco Volcánico Chiapaneco. MAT = Trinchera Mesoamericana; Orozco FZ = zona de falla Orozco. TMVB = Cinturón Volcánico Trans-Mexicano.

Figure 1. Map showing the tectonic context of Mexico and the location of the Chichinautzin Volcanic Field (CVC), where Jumento volcano is situated, and Tacaná volcanic complex (Ta). Other abbreviations: Ce, Ceboruco volcano; Co, Colima volcano; P, Parícutin volcano; Jo, Jorullo volcano; Nt, Nevado de Toluca volcano; Po, Popocatepetl volcano; Pi, Pico de Orizaba volcano; Pe, Cofre de Perote volcano; LTVF, Los Tuxtlas Volcanic Field; Ch, Chichón volcano; CVA, Chiapanecan Volcanic Arc. MAT Middle American Trench; Orozco FZ = Orozco Fault Zone. TMVB = Trans-Mexican Volcanic Belt.

En México, los dos isótopos cosmogénicos terrestres que se han utilizado con más frecuencia son el ^{10}Be y el ^{36}Cl para determinar la edad de lavas (Vázquez-Selem y Heine, 2011; Alcalá-Reygosa *et al.*, 2018 a b; Guilbaud *et al.*, 2022) y domos de lava (Arce *et al.*, 2003; Alcalá-Reygosa *et al.*, 2021) en los estratovolcanes Pico de Orizaba, Tacaná y Nevado de Toluca así como en edificios de campos monogenéticos como el Jumento y el Pelado (Campo Volcánico Sierra Chichinautzin, al sur de la Ciudad de México). En este trabajo nos centraremos en la experiencia adquirida en la datación de lavas con ^{10}Be en el volcán Jumento (CVC; Fig. 1) y de domos de lava con ^{36}Cl en el Complejo Volcánico Tacaná (Ta; Fig. 1) situados en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Fig. 1; CVT).

2. Contexto geológico de las áreas de estudio

2.1. Volcán Jumento

El volcán Jumento se localiza en la Sierra de Chichinautzin (Figura 1), un campo monogenético situado en la parte central del Cinturón Volcánico Transmexicano ($18^{\circ} 30' - 21^{\circ} 30' \text{ N}$), cuyo origen está relacionado con el proceso de subducción entre las placas de Rivera y Cocos por debajo de la Placa Norteamericana (Wallace y Carmichael, 1999; Ferrari *et al.*, 2012). La Sierra de Chichinautzin está formada por rocas volcánicas heterogéneas en su composición, diferenciándose desde basaltos alcalinos hasta andesitas basálticas, andesitas y dacitas (Wallace y Carmichael, 1999; Már-

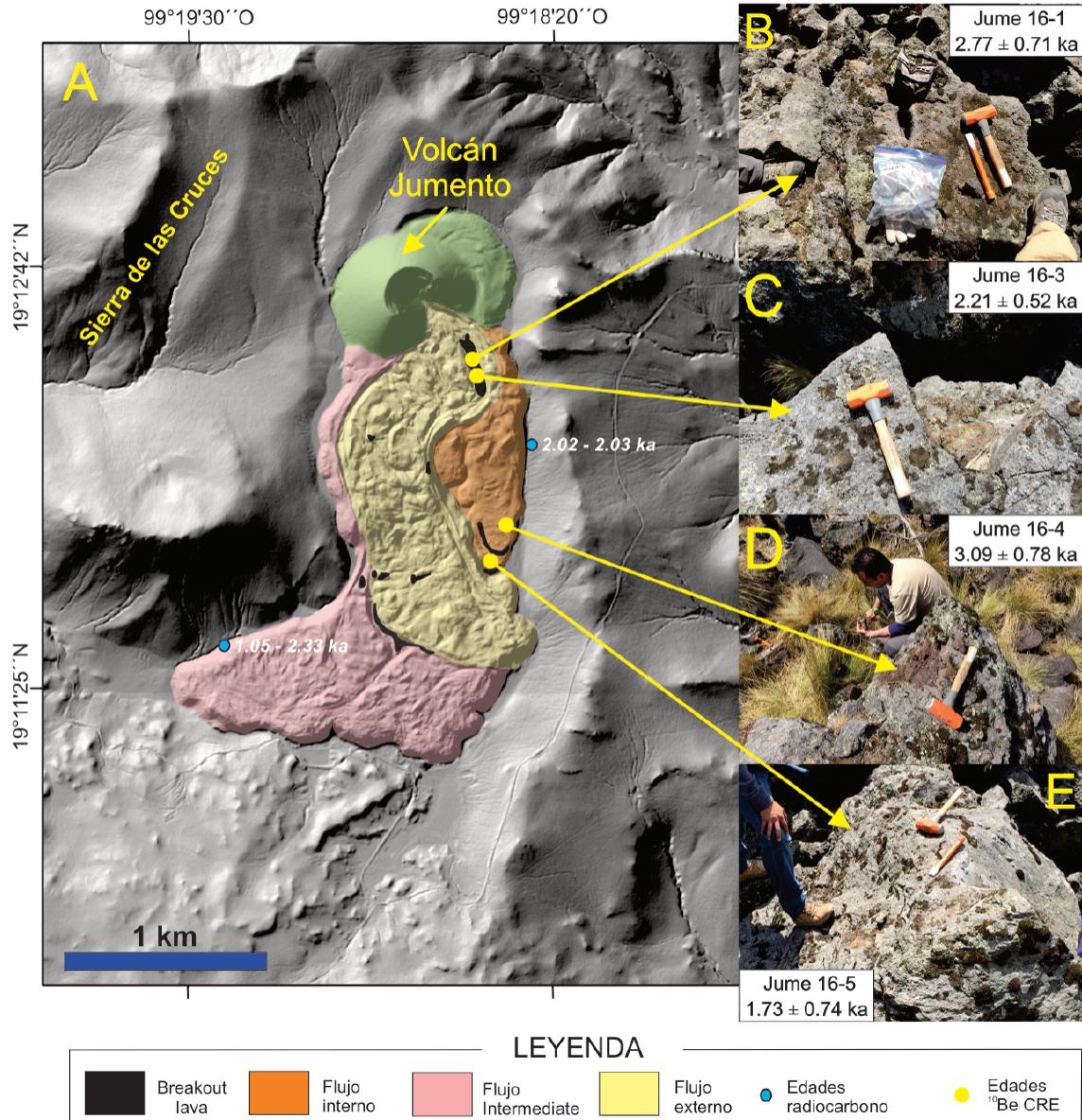


Figura 2. Mapa detallado del volcán Jumento (Sierra de Chichinautzin, Centro de México). A) Modelo digital del terreno que muestra las lavas muestreadas para ser datadas con el isótopo cosmogénico ^{10}Be y las edades de radiocarbono proporcionadas por Arce *et al.* (2015). B-E) Detalle de las superficies muestreadas para la datación con el isótopo cosmogénico ^{10}Be y edades resultantes.

Figure 2. Detailed map of Jumento volcano (Sierra de Chichinautzin, Central Mexico). A) Digital elevation model showing the location of the sampled lavas for ^{10}Be dating and radiocarbon ages provided by Arce *et al.* (2015). B-E) Detail of the sampled surfaces for ^{10}Be dating and ages.

quez *et al.*, 1999; Siebe *et al.*, 2004; Meriggi *et al.*, 2008; Straub *et al.*, 2013).

El Jumento, uno de los edificios de menores dimensiones de la Sierra de Chichinautzin, se

emplaza sobre un área de 2,8 km². El volumen del cono es de 0,04 km³ mientras que el de las lavas es de 0,056 km³ (Arce *et al.*, 2015). Se definieron 4 unidades de lava que sobreyacen a depósitos de oleada piroclástica generados

al inicio de la erupción del Jumento. Los flancos del cono tienen elevadas pendientes (32°) y uno de ellos fue destruido por la emisión de al menos tres lavas superpuestas. Estas lavas exhiben frentes escarpados y *levees* que son típicos de derrames con morfología en bloques (Fig. 2). Varias lavas tipo “*breakout*” (formada por la expulsión de lava fluida desde el interior del flujo principal parcialmente solidificado), emitidas en la última fase eruptiva, se observan en la parte más elevada de la lava intermedia. Las rocas tienen una composición andesítico-basáltica con una textura porfídica observándose fenocristales de plagioclasa, olivino, piroxeno y óxidos de hierro y titanio. Además, contienen plagioclasas de 2-4 mm de diámetro y cristales de cuarzo que han sido clasificados como xenocristales. Precisamente, los xenocristales de cuarzo fueron empleados para la datación de las lavas aplicando el isótopo cosmogénico terrestre ^{10}Be . Cabe destacar que no importa la naturaleza xenocrística del cuarzo, es decir, que no pertenezca al magma que dio origen a la lava, lo más relevante es que fue expuesto a la radiación cósmica una vez que fue emplazada la lava.

2.2. Complejo Volcánico Tacaná (CVT)

El CVT forma parte del Arco Volcánico de América Central. Está constituido por cuatro edificios volcánicos que del NE al SW son: Chichuj, Tacaná, domo Las Ardillas y San Antonio (García-Palomo *et al.*, 2006). Su basamento está formado por rocas metamórficas del Mesozoico (150 Ma) e intrusivas del Cenozoico (35-13 Ma) y depósitos volcánicos asociados a calderas del Pleistoceno (1-2 Ma) (Garduño *et al.*, 2015).

La actividad eruptiva del CVT comenzó hace 300 ka y dio lugar al volcán Chichuj. Después, hace aproximadamente 40 ka, se formaron los volcanes Tacaná y San Antonio. El edificio más joven es el domo de las Ardillas que se emplazó entre el Tacaná y San Antonio. En el CVT se han producido diferentes tipos de erupciones entre las cuales destacan colapsos parciales (Macías *et al.*, 2010), y eventos

Peleanos (Macías *et al.*, 2000), subplinianos y Plinianos (Arce *et al.*, 2012) y actividad efusiva (Limón-Hernández, 2011).

En el volcán Tacaná se observa un cráter abierto hacia el NO que es consecuencia de un colapso que tuvo lugar hace 15 ± 5 ka que produjo una avalancha de escombros (Agua Caliente) (Macías *et al.*, 2010). Tras el colapso hubo una intensa actividad efusiva que culminó con la formación de tres domos de lava que se encuentran en la cima del edificio. También se reportan numerosos episodios explosivos durante el Holoceno entre los cuales destaca la erupción denominada Once de Abril que se caracterizó por la emisión de flujos piroclásticos (Macías *et al.*, 2015). En la actualidad se considera que es un volcán activo en estado de quietud, observándose fumarolas en el flanco NW del edificio San Antonio y fuentes termales y fumarolas en el flanco NO del edificio Tacaná (Rouwet *et al.*, 2004, 2009). Según Alcalá *et al.* (2021), el CVT es probablemente el tercer volcán más activo de México después del Colima y el Popocatepetl.

3. Metodología

A continuación, se describe con detalle el protocolo que se aplicó en cada uno de los dos isótopos cosmogénicos. En ambos casos se diferencian tres fases principales: (1) selección y colecta de muestras de roca en el campo, (2) tratamiento físico de las muestras en el laboratorio y (3) tratamiento químico y medición de las concentraciones de cada isótopo en el Acelerador Espectrómetro de Masas (AMS) (ASTER; Centre Européen de Recherche et d’Enseignement des Géosciences de l’Environnement, CEREGE, France).

3.1. Isótopo cosmogénico terrestre ^{10}Be

El trabajo en el volcán Jumento se desarrolló en el año 2016. Durante las campañas de campo, se tomaron 4 muestras de roca que fueron extraídas de la superficie de las lavas (aproximadamente 5 cm de la parte más ex-

terna de la superficie). Dos de ellas fueron tomadas de una lava *breakout* mientras que otras dos fueron recolectadas en una lava interna (Fig. 2). Las superficies de las lavas muestreadas presentaban un buen estado de conservación, sin signos de erosión y meteorización. Tampoco se observaron evidencias de bloques de lava rotados o desplazados y coberturas de tefras o suelos lo que permite suponer que es probable que la superficie muestreada haya estado expuesta a la radiación cósmica secundaria desde el momento de su formación. Además, se obtuvieron las coordenadas geográficas con un GPS y se midieron la inclinación, la orientación, el espesor y el *shielding* del relieve circundante con una brújula y un clinómetro en cada muestra.

El tratamiento físico y químico de las cuatro muestras de roca se llevó a cabo en el Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement (CEREGE; France). El primer paso fue remover con un cepillo la materia orgánica (p. ej. líquenes, musgos etc.) de las muestras cuya capacidad para afectar al impacto de la radiación cósmica secundaria se asume que es mínima. Después, las muestras se molieron en una máquina de molienda y se tamizaron con el objeto de separar la fracción de arena fina (0.25-0.50 mm). Dado que las muestras contenían xenocristales de cuarzo de 2-4 mm (Alcalá-Reygoza *et al.*, 2018b), se seleccionaron para aplicar el isótopo cosmogénico ^{10}Be .

El tratamiento químico de las muestras se basó en el protocolo propuesto por Brown *et al.* (1991) y Merchel y Herpers (1999). Según este protocolo, primero se separaron los xenocristales de cuarzo del resto de la muestra mediante un separador magnético Frantz hasta que todos los minerales magnéticos fueron descartados. A continuación, la fracción no magnética se mezcló varias veces con una combinación de ácidos clorhídrico y hexafluorosilícico concentrado que disuelven los minerales distintos al cuarzo. Los granos de cuarzo fueron descontaminados del ^{10}Be meteórico y de posibles impurezas resistentes, tales como el feldespato, mediante tres

disoluciones parciales sucesivas con ácido fluorhídrico concentrado que disolvió aproximadamente el 30% de los granos de cuarzo. Tras este ataque químico, la pureza del cuarzo se verificó con un microscopio binocular.

El resultado de todo el procedimiento anterior fue la obtención de entre 6 y 8 g de cuarzo purificado por cada muestra. Alrededor de 100 μl de una solución de ^9Be con una concentración de 3025 mg/g, preparados en el CEREGE a partir de un cristal de fenaquita (Merchel *et al.*, 2008) se añadieron a los cuarzos antes de su completa disolución en ácido fluorhídrico. A la vez se preparó una muestra *blank* (blanco de referencia) en la que se aplicó el mismo procedimiento que en las 4 muestras. Tras la evaporación de la solución resultante, las muestras se recuperaron en una solución de ácido clorhídrico y el $\text{Be}(\text{OH})_2$ fue precipitado con amoníaco con anterioridad y posterioridad de la elución a través de una columna de intercambio aniónico (Dowex 1X8) para descartar el hierro. Además, se removió el boro y se separó el Be de otros elementos con una columna de intercambio catiónico (Dowex 50WX8) de acuerdo con los procedimientos descritos por Merchel y Herpers (1999).

La solución, que incluía el Be purificado, fue evaporada y el $\text{Be}(\text{OH})_2$ resultante se oxidó a BeO a 700 °C. A continuación, el BeO final se mezcló con niobio y se cargó en cátodos para medir las relaciones $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ en el Acelerador Espectrómetro de Masas (AMS) ASTER (CEREGE, Francia) (Arnold *et al.*, 2010). Las mediciones se calibraron con el estándar interno STD-11, utilizando una relación $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de 1,191 ($\pm 0,013$) $\times 10^{-11}$ (Braucher *et al.*, 2015). Las relaciones isotópicas $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de las muestras fueron corregidas, restando la relación $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ del *blank*. Las incertidumbres analíticas de 1 σ incluyeron las incertidumbres de las estadísticas del recuento de AMS, la incertidumbre en la relación estándar $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$, un error externo del AMS del 0,5% (Arnold *et al.*, 2010), y la incertidumbre en la medición del *blank*. La vida media del ^{10}Be que se utilizó fue de 1,387 ($\pm 0,01$) $\times 10^6$ años (Chmeleff *et al.*, 2010; Korschinek *et al.*, 2010).



Figura 3. Vista aérea del flanco suroeste y la cima del volcán Tacaná, mostrando las formas del relieve muestreadas para su datación por el isótopo cosmogénico ^{36}Cl y las edades resultantes (en blanco). Fotografía aérea modificada de Mácias *et al.* (2015).

Figure 3. Aerial view of the southwest flank and the summit of the Tacaná volcano, showing the sampled landforms for ^{36}Cl dating and the resulted ages (white). Aerial photograph modified from Macías *et al.* (2015).

Las edades se obtuvieron mediante dos vías; una mediante la calculadora en línea CREp (Martin *et al.*, 2017; <http://crep.crpq.cnrs-nancy.fr/#/init>) utilizando el método de escala "Lm" de Lal/Stone (Lal, 1991; Stone, 2000; Nishiizumi *et al.*, 1989; Balco *et al.*, 2008), el modelo atmosférico ERA40 (Uppala *et al.*, 2005) y la base de datos geomagnética propuesta por Muscheler *et al.* (2005). La tasa de producción media por espalación (reacción donde los neutrones de alta energía de la radiación cósmica secundaria impactan con los núcleos atómicos objetivo de las rocas y se desprenden protones y neutrones) seleccionada fue de 4.13 ± 0.20 atoms $\text{g}^{-1} \text{yr}^{-1}$ generada a alta latitud y al nivel del mar. La otra vía fue mediante la versión 3 de la calculadora online conocida como CRONUS-Earth online calculator (Balco *et al.*, 2008; [\[hess.ess.washington.edu/math/v3/v3_age_in.html\]\(https://hess.ess.washington.edu/math/v3/v3_age_in.html\)\) que utiliza el factor de escala "St" \(Stone, 2000\), el modelo atmosférico ERA40 y la tasa de producción global de \$^{10}\text{Be}\$ por defecto SLHL derivada de la base de datos de tasas de producción de ICE-D.](https://</p>
</div>
<div data-bbox=)

Ambos métodos de cálculo se diferencian en que el primero es el único que tiene en cuenta la dependencia de la tasa de producción de la variabilidad de la intensidad del campo geomagnético. En el caso de los tiempos de exposición de unos pocos miles de años, como es el caso del Jumento, la diferencia de edad resultante puede ser más marcada ya que la variabilidad de la intensidad del campo geomagnético está menos promediada que en escalas de tiempo más largas. Por otro lado, en los dos casos se aplica una densidad

de roca de $2,7 \text{ g cm}^{-3}$ (obtenida en el laboratorio) mientras que el efecto de sombreado (*shielding*) del relieve circundante se estimó con el Topographic Shielding Calculator v1.0 proporcionado por el proyecto CRONUS-Earth (Marrero *et al.*, 2016). Dado que las superficies de las lavas muestreadas presentaban un buen estado de conservación, no se aplicaron correcciones por erosión. Tampoco se incluyó ninguna corrección asociada al manto nival ya que su permanencia suele ser de unos pocos días (Alcalá-Reygosa *et al.*, 2021) y se asume que así ha sido en los últimos miles de años siendo su efecto mínimo en la tasa de producción.

3.2. Isótopo cosmogénico terrestre ^{36}Cl

La investigación en el Complejo Volcánico Tacaná se llevó a cabo en el año 2019. Se tomaron 18 muestras (Tac 1 – Tac 18; Fig. 3) con una máquina cortadora de roca y un martillo y un cincel de los primeros 5 cm de las superficies rocosas de domos de lava, lavas y del borde interno de un cráter abierto por un colapso volcánico. De ellas, 12 se tomaron en los 3 domos de lava de la cima, 3 en una lava y otras 3 del cráter. Todas las muestras proceden de superficies rocosas en buen estado de conservación, sin signos de erosión, meteorización o bloques que hayan experimentado movimiento o rotación. Además, las muestras se extrajeron de puntos prominentes para minimizar el efecto generado por capas piroclásticas y suelos. Por cada muestra se obtuvieron sus coordenadas geográficas con un GPS, y se midieron la inclinación, la orientación y el espesor de cada muestra, así como el *shielding* del relieve circundante con una brújula y un clinómetro. Es destacable que el cráter abierto, el domo de las Ardillas y la lava están afectados por procesos gravitacionales, neotectónica e inestabilidad de laderas que pueden impedir la determinación de la edad de cada forma del relieve.

En el laboratorio del Instituto de Geofísica (Unidad Michoacán; Universidad Nacional Autónoma de México), se realizó el tratamiento físico de las muestras que consistió

en quitar los líquenes, musgos y otros restos orgánicos con un cepillo. Una vez limpias, se molieron en una máquina de molienda y se tamizaron para separar la fracción de arena fina (0.25-0.50 mm). Después, las muestras se enviaron al Centre Europeen de Recherche et d'Enseignement des Geosciences de l'Environnement (CEREGE; France) para realizar su tratamiento químico. Aquí, el primer paso fue separar una pequeña porción de las muestras para el análisis mineralógico (*bulk*) de las concentraciones de los elementos mayores y traza en el "Service d'Analyse des Roches et des Minéraux" (SARM, CRPG, Nancy, France) para estimar la tasa de producción de ^{36}Cl a partir de la captura de neutrones de baja energía del ^{35}Cl en las muestras. Este mecanismo de producción de ^{36}Cl no es sencillo de estimar y suele ser fuente de importantes incertidumbres en las edades obtenidas cuando las proporciones de ^{35}Cl son elevadas (Schimmelpfennig *et al.*, 2009).

En el caso de las muestras del Tacaná, entre 20 y 100 g de la fracción compuesta por feldspatos fue procesada según el procedimiento químico propuesto por Schimmelpfennig *et al.* (2009). En primer lugar, las muestras se lavaron en agua ultrapura para remover el polvo fino y lixiviadas en una mezcla diluida de HF/HNO₃ para disolver un 15-20 % de la masa de muestra inicial. De esta manera, las muestras fueron descontaminadas de ^{36}Cl atmosférico y se eliminaron granos potencialmente ricos en Cl (Schimmelpfennig *et al.*, 2009). A continuación, las muestras se secaron y 2 g de muestra de cada una de ellas se extrajeron para el análisis de elementos mayores en el laboratorio SARM dado que el Ca, K, Ti y Fe son los elementos que producen ^{36}Cl a través de espalación y muogénesis (captura de muones negativos por los núcleos objetivo de las rocas).

A la masa restante de cada muestra se añadió un *spike* (~99%) enriquecido de ^{35}Cl y después se disolvieron completamente en una mezcla de HF/HF/HNO₃. A la vez, una muestra *blank* fue procesada siguiendo el mismo protocolo de las muestras. Tras disolverlas por completo, las muestras se centrifugaron para descar-

tar los residuos que no se disolvieron y el gel (complejos de fluor, CaF_2). Después, el cloro disuelto en la disolución se precipitó en cloruro de plata (AgCl) añadiendo 2 ml al 10 % de nitrato de plata (AgNO_3).

Para conseguir que el AgCl se acumulara en el fondo de las botellas, las muestras se dejaron en reposo durante dos días en un espacio oscuro. Al quedar el AgCl en el fondo de cada botella, se pudo extraer el resto de la solución mediante una bomba peristáltica y así evitar que el precipitado de AgCl se perturbe y mezcle con la solución. El siguiente paso consistió en la reducción de las interferencias causadas por el ^{36}S cuando se mide el ^{36}Cl en el Acelerador Espectrómetro de Masas (AMS), extrayendo el azufre en forma de sulfato de bario (BaSO_4) después de una nueva disolución del primer precipitado de AgCl y añadir 1 ml de solución saturada de nitrato de bario ($\text{Ba}(\text{NO}_3)_2$). El BaSO_4 se eliminó centrifugando y filtrando la solución con una jeringa y un filtro acrodisco. A continuación, el AgCl se volvió a precipitar con 3-4 ml de HNO_3 diluido. El precipitado final se obtuvo tras ser centrifugado y enjuagado tres veces. Por último, el precipitado de cada muestra se secó en el horno a una temperatura de 80°C durante dos días y se introdujo en cátodos de níquel para las mediciones de las relaciones isotópicas de $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ y $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ mediante una dilución isotópica en las instalaciones AMS ASTER (CEREGE) de Francia (Arnold *et al.*, 2013), que tuvo lugar en el año 2019. La relación $^{36}\text{Cl}/^{35}\text{Cl}$ fue normalizada mediante una normativa interna SM-CL-12 con una ratio de $(1.428 \pm 0.021) \times 10^{-12}$ (Merchel *et al.*, 2011), mientras que para la relación $^{35}\text{Cl}/^{37}\text{Cl}$ se asumió un valor natural de 3.127.

Los cálculos de las edades ^{36}Cl se realizaron mediante la tabla de Excel diseñada por Schimmelpfennig *et al.* (2009). Para ello se utilizaron las siguientes tasas de producción de ^{36}Cl y los parámetros referenciados al nivel del mar y en altas latitudes basados en la escala "St" (Stone, 2000): 42.2 ± 4.8 átomos de ^{36}Cl (g Ca) $^{-1}$ yr $^{-1}$ para la espalación de Ca (Schimmelpfennig *et al.*, 2011); 148.1 ± 7.8 átomos de ^{36}Cl (g K) $^{-1}$ yr $^{-1}$ para la espala-

ción de K (Schimmelpfennig *et al.*, 2014); 13 ± 3 átomos de ^{36}Cl (g Ti) $^{-1}$ yr $^{-1}$ para la espalación de Ti (Fink *et al.*, 2000); 1.9 ± 0.2 átomos de ^{36}Cl (g Fe) $^{-1}$ yr $^{-1}$ para la espalación de Fe (Stone *et al.*, 2005), y 696 ± 185 neutrones (g air) $^{-1}$ yr $^{-1}$ para la producción de neutrones epidermales en la interfaz superficie terrestre / atmósfera derivados de la interacción de los neutrones rápidos en la atmósfera (Marrero *et al.*, 2016).

Tanto el factor de escala nucleogénico como el muónico se obtuvieron utilizando el modelo de escala de Stone (2000) basado en la macro de Excel CosmoCalc (Vermeesch, 2007) y el modelo estándar atmosférico de la N.O.A.A (1976). También se aplicó un valor de longitud de atenuación de los neutrones de alta energía de 160 g cm^{-2} y una densidad de roca de 2.5 g/cm^3 (obtenida en el laboratorio) en todas las muestras. Respecto al cálculo del efecto *shielding* de la topografía circundante, se utilizó la versión Topographic Shielding Calculator v2.0 de CRONUS web calculator. Las edades ^{36}Cl se calcularon sin tener en cuenta la erosión (mínima en las superficies muestreadas) y la cubierta nival ya que esta última es muy rara en el ámbito tropical (Alcalá-Regosa *et al.*, 2021).

4. Rango temporal del método y evaluación de los resultados obtenidos en el Jumento y el Complejo Volcánico Tacaná (CVT)

4.1. Rango temporal de los isótopos cosmogénicos ^{10}Be y ^{36}Cl

El isótopo cosmogénico ^{10}Be tiene una vida media de 1.39 Ma mientras que la del isótopo cosmogénico ^{36}Cl es de 301 ± 2 ka (Dunai, 2010), así que con ambos isótopos se puede determinar la edad de cualquier forma del relieve del Cuaternario e incluso del Plioceno y de tiempos históricos. Sin embargo, su aplicación es menos fiable más allá del Cuaternario debido a que la concentración de los isótopos ^{10}Be y ^{36}Cl en las rocas se aproximan a la saturación y a que es difícil encontrar formas del

relieve tan antiguas que se encuentren en un buen estado de conservación. En el presente trabajo se reportan las edades de relieves volcánicos del Holoceno, es decir, de los últimos 11.700 años (Walker *et al.*, 2008) que se han obtenido en el volcán Jumento y en el CVT.

4.2. Edad de las lavas del volcán Jumento

Los productos del volcán Jumento habían sido datados previamente con radiocarbono, obteniéndose edades de ~1050-2335 cal BP (Arce *et al.*, 2015) a partir de cuatro muestras de carbón. Sin embargo, estas edades tienen una diferencia de al menos 1,000 años, debido probablemente a que algunos fragmentos de carbón fueron muestreados dentro del depósito de oleada piroclástica que había erosionado el suelo subyacente, siendo consideradas poco fiables y precisas. Por lo tanto, la cronología obtenida por radiocarbono podría representar una edad máxima de la erupción si se considera que la oleada pudo haber retomado materia orgánica del suelo subyacente.

Las edades resultantes de las cuatro muestras de roca (dos de la lava intermedia y dos de la lava *breakout*) tras aplicar el isótopo ^{10}Be fueron 1.86 ± 0.68 y 2.41 ± 0.97 ka (lava intermedia) y 1.90 ± 0.29 y 2.49 ± 0.41 ka (lava *breakout*) (Alcalá Reygosa *et al.*, 2018) (Fig. 2). Estas edades evidencian que la erupción del Volcán Jumento es una de las más jóvenes de la Sierra de Chichinautzin muy cercana a la erupción del Volcán Xitle fechada en 316-430 cal AD (Siebe, 2000). No obstante, entre las incertidumbres y las fuentes de las mismas al aplicar el isótopo cosmogénico ^{10}Be destaca la escasa cantidad de cuarzos en las muestras recolectadas. Las reducidas cantidades de cuarzo en las muestras impidió llevar a cabo lecturas óptimas de la relación isotópica $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$. De hecho, la relación de $^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ de las muestras del Jumento solo es entre 2 y 5 veces mayor que el valor de referencia del *blank*. De ahí que se hayan obtenido incertidumbres analíticas del orden del 25%. Una forma de reducir notablemente esta incertidumbre es extraer una mayor

cantidad de muestra de roca, obteniendo al menos unos 40 g de cuarzo por cada muestra en el caso del Jumento. Con la suficiente cantidad de cuarzo es posible determinar la edad de lavas con una elevada precisión, aunque hay que tener en cuenta que su presencia en la mineralogía de lavas de composiciones intermedias y otros productos volcánicos no es común. En este sentido, cabe destacar que aparte del Jumento, el isótopo cosmogénico ^{10}Be solo se ha aplicado en el campo volcánico Kula (Heineke *et al.*, 2016). Además, es recomendable un análisis mineralógico previo para detectar la cantidad de cuarzo en las rocas y en tal caso calcular la cantidad de roca que se debe coleccionar. El uso de ^{10}Be constituye un método perfectamente válido para reconstruir la historia de los volcanes allí donde otros métodos tradicionales no pueden aplicarse, especialmente en lavas del Holoceno ya que presentan una historia de exposición a la radiación cósmica sencilla y los efectos de la erosión y exhumación en las tasas de producción en muchos casos son mínimos (Alcalá Reygosa *et al.*, 2018).

4.3. Edad de los domos de lava y procesos gravitacionales, freáticos y fumarólicos en el CVT

A pesar de que el CVT es uno de los complejos volcánicos más estudiados de México, existen relieves sin datar en su cima (domos) y en sus flancos (lava y domo) dejando mucha incertidumbre sobre su historia volcánica. Así, las edades ^{36}Cl resultantes son entre 9.3 ± 1.9 y 8.6 ± 1.7 ka en domos de lava, 7.0 ± 0.8 y 5.3 ± 0.6 ka en el borde interior del escarpe del colapso, 0.4 ± 0.1 ka en una lava y 0.3 ± 0.1 en el domo de lava Las Ardillas cuyos flancos han sido afectados por procesos gravitacionales (Alcalá-Reygosa *et al.*, 2021) (Fig. 3). Aquí se observó que si existe una elevada cantidad de Cl natural (por encima de ~ 265 ppm) en las muestras de roca, se obtienen edades con una mayor incertidumbre. Esto se debe a la complejidad de la producción de ^{36}Cl a partir de la captura de neutrones de baja energía (termales y epitermales) por el ^{35}Cl y la in-

fluencia de varios factores del medio físico y de la superficie muestreada como la cubierta nival y la geometría de la superficie (Zreda *et al.*, 1993; Masarik *et al.*, 2007; Dunai *et al.*, 2014) cuya estimación con cierta precisión suele ser difícil. El flujo de neutrones de baja energía tiene una elevada sensibilidad a la presencia de hidrógeno en el ambiente (cubierta nival, agua en los poros de la roca o en los suelos) así como a la geometría de la superficie rocosa y todavía se está investigando como corregir sus efectos en las diferentes reacciones nucleares para la producción de ^{36}Cl (Zreda *et al.*, 1993; Masarik *et al.*, 2007; Zweck *et al.*, 2013; Dunai *et al.*, 2014; Deluñel *et al.*, 2014). Una forma de reducir el impacto de la incertidumbre generada por estos factores en las edades de exposición es llevar a cabo un análisis geoquímico previo de los relieves volcánicos que se pretenden datar para determinar la concentración de ^{35}Cl en la roca y descartar las superficies que poseen una geometría irregular durante la toma de las muestras.

Los resultados derivados de la aplicación del isótopo ^{36}Cl indican que hubo una intensa actividad efusiva hace 9 ka después de la erupción explosiva conocida como Once de Abril que había dejado un cráter abierto. Por otra parte, las muestras extraídas del domo las Ardillas, el escarpe del cráter de la cima (cicatriz del colapso, Fig. 3) y una lava no proporcionaron la edad de estos relieves, sin embargo, si evidenciaron procesos gravitacionales importantes y la edad aproximada de una explosión freática ocurrida hace 0.4 ± 0.1 y 0.3 ± 0.1 ka. De estos resultados, se destaca que para el Tacaná no solamente se debe considerar el peligro por actividad volcánica, sino además por los procesos de deslizamientos gravitacionales, en particular para el domo Las Ardillas por sus escarpes pronunciados (Vazquez *et al.*, 2022).

5. Resumen y Conclusiones

La reconstrucción de la historia volcánica de centros eruptivos permite llevar a cabo una

evaluación detallada del peligro que representan para las poblaciones que se asientan en su entorno. Sin embargo, los eventos volcánicos del Holoceno son poco conocidos porque en ocasiones los métodos de datación tradicionales como el ^{40}Ar - ^{39}Ar y ^{40}K - ^{40}Ar no pueden proporcionar edades de rocas tan jóvenes. Tanto lavas como domos de lava que man la materia orgánica, pero la cubren y / o la destruyen por lo que no se puede emplear el método de radiocarbono. En este trabajo, se muestran los resultados obtenidos en volcanes mexicanos, aplicando los isótopos cosmogénicos terrestres ^{10}Be y ^{36}Cl producidos *in situ*. Los isótopos cosmogénicos terrestres hasta ahora han sido poco utilizados en vulcanología, aunque ofrecen edades sólidas especialmente en lavas y domos de lava del Holoceno lo que permite completar la historia volcánica de los centros eruptivos. Los ejemplos propuestos, uno en un campo monogenético (Jumento) y otro en un complejo volcánico (Tacaná), no solo evidencian que son muy útiles para fechar relieves volcánicos, sino que también son dos experiencias que permiten avanzar en el conocimiento de los propios retos del método. En el caso del ^{10}Be es fundamental que se extraiga una cantidad de xenocristales de cuarzo suficientes de la forma de relieve de interés para reducir posibles incertidumbres analíticas en el AMS, mientras que en el caso del ^{36}Cl conviene realizar un análisis geoquímico previo de las rocas que componen los relieves que se pretenden datar para determinar la concentración de ^{35}Cl en la roca y descartar las superficies que poseen una geometría irregular durante la toma de las muestras. Esto último tiene como fin reducir la influencia de la producción de ^{36}Cl a partir de la captura de neutrones de baja energía (termales y epitermales) por el ^{35}Cl cuya producción todavía no está definida con precisión.

Agradecimientos

Esta investigación fue financiada por el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) a través de los proyectos A1-S-21156 de

Jesús Alcalá Reygosa y PN522 de José Luis Macías y por la Dirección de Asuntos del Personal Académico (DGAPA-PAPIIT) con los proyectos IN112720 de José Luis Macías y IN101620 de José Luis Arce. Los autores también quieren agradecer el apoyo técnico proporcionado por Guillermo Cisneros en la elaboración de las figuras.

Bibliografía

- Aciego, M.S., De Paolo, D.J., Kennedy, B.M., Lamb, M.P., Sims, K.W., Dietrich, E. (2007). Combining (^3He) cosmogenic dating with U-Th/He eruption ages using olivine in basalt. *Earth and Planetary Science Letters*, 254, 288-302. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.039>
- Alcalá-Reygosa, J., Palacios, D., Schimmelpfennig, I., Vázquez-Selem, L., García-Sancho, L., Franco-Ramos, O., Villanueva, J., Zamorano, J. J., Aster Team (Aumaitre, G., Bourlès, D., Keddadouche, K.). (2018a). Dating late Holocene lava flows in Pico de Orizaba (Mexico) by means of in situ-produced cosmogenic ^{36}Cl , lichenometry and dendrochronology. *Quaternary Geochronology*, 47, 93-106. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.05.011>
- Alcalá-Reygosa, J., Arce, J. L., Schimmelpfennig, I., Salinas, E. M., Rodríguez, M. C., Léanni, L., Aster Team (Aumaitre, G., Bourlès, D., Keddadouche, K.). (2018b). Revisiting the age of the Jumento volcano, Chichinautzin Volcanic Field (Central Mexico), using in situ-produced cosmogenic ^{10}Be . *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 366, 112-119. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.10.005>
- Alcalá-Reygosa, J., Arce, J. L., Macías, J.L., Schimmelpfennig, I., Saucedo, R., Sánchez, J. M., Carlón, T., Vazquez, R., Cisneros-Máximo, G., Jiménez, A., Fernández, S., ASTER Team (Aumaitre, G., Bourlès, D., Keddadouche, K.). (2021). New chronological constraints on intense Holocene eruptions and landslide activity at Tacaná volcanic complex (Mexico). *Quaternary Geochronology*, 65, 101183. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2021.101183>
- Arce, J. L., Macías, J. L., Vázquez-Selem, L. (2003). The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca, Mexico: stratigraphy and hazard implications. *Geological Society of America Bulletin*, 115, 230-248. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2003\)115<0230:TKPEON>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2003)115<0230:TKPEON>2.0.CO;2)
- Arce, J. L., Macías, J. L., Gardner, J.E., Rangel, E. (2012). Reconstruction of the Sibinal Pumice, an andesitic Plinian eruption at Tacaná Volcanic Complex, Mexico-Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 217-218, 39-55. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.12.013>
- Arce, J.L., Walker, J., Keppie, J. D. (2015). Petrology and geochemistry of El Chichón and Tacaná: two active, yet contrasting Mexican volcanoes. In: *Active Volcanoes of Chiapas (Mexico): El Chichón and Tacaná*. Edited by T. Scolamacchia and J.L. Macías. Springer-Verlag, 25-43 p. https://doi:10.1007/978-3-642-25890-9_2
- Arnold, M., Merchel, S., Bourles, D., Braucher, R., Benedetti, L., Finkel, R. C, Aumaitre, G., Gotttdang, A., Klein, M. (2010). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER: improved performance and developments. *Nuclear Instruments and Methods Physical Research, Section B*, 268, 1954-1959. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2010.02.107>
- Arnold, M., Aumaitre, G., Bourlès, D., Keddadouche, K., Braucher, R., Finkel, R. C., Nottoli, E., Benedetti, L., Merchel, S. (2013). The French accelerator mass spectrometry facility ASTER after 4 years: status and recent developments on ^{36}Cl and ^{129}I . *Nuclear Instruments and Methods in Physical Research*, 294, 24-28. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2012.01.049>
- Balco, G., Stone, J.O., Lifton, N.A., Dunai, T.J. (2008). A complete and easily accessible means of calculating surface exposure ages or erosion rates from ^{10}Be and ^{26}Al measurements. *Quaternary Geochronology*, 3, 174-195. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2007.12.001>
- Braucher, R., Guillou, V., Bourles, D., Arnold, M., Aumaitre, G., Keddadouche, K., Nottoli, E. (2015). Preparation of ASTER in-house $^{10}\text{Be}/^{9}\text{Be}$ standard solutions. *Nuclear Instruments and Methods Physical Research Sect. B*, 361, 335-340. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2015.06.012>
- Brown, E.T., Edmond, J.M., Raisbeck, G.M., Yiu, F., Kurz, M.D., Brook, E.J. (1991). Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in-situ produced ^{10}Be and ^{26}Al . *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 2269-2283. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(91\)90103-C](https://doi.org/10.1016/0016-7037(91)90103-C)
- Calvert, A.T., Moore, R.B., McGeehin, J.P., Rodrigues da Silva, A.M. (2006). Volcanic history and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Terceira island, azores, Portugal. *Journal of Volcanology and*

- Geothermal Research, 156, 103-115. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.03.016>
- Chmeleff, J., von Blanckenburg, F., Kossert, K., Jakob, J. (2010). Determination of the ^{10}Be half-life by multicollector ICP-MS and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods Physical Research Sect. B*, 268 (2), 192-199. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.012>
- Conway, C.E., Townsend, D.B., Leonard, G.S., Wilson, C.J.N., Calvert, A.T., Gamble, J.A. (2015). Lava-ice interaction on a large composite volcano: a case study from Ruapehu, New Zealand. *Bulletin of Volcanology*, 77, 21. <https://doi.org/10.1007/s00445-015-0906-2>
- Delunel, R., Bourlès, D.L., Van der Beek, P.A., Schlunegger, F., Leya, I., Masarik, J., Paquet, E. (2014). Snow shielding factors for cosmogenic nuclide dating inferred from long-term neutron detector monitoring. *Quaternary Geochronology*, 24, 16-26. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2014.07.003>
- Dunai, T.J. (2010). *Cosmogenic nuclides. Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences*. Cambridge University Press, 198 pp. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511804519>
- Dunai, T.J., Binnie, S.A., Hein, A.S., Paling, S.M. (2014). The effects of a hydrogen-rich ground cover on cosmogenic thermal neutrons: implications for exposure dating. *Quaternary Geochronology*, 22, 183-191. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2013.01.001>
- Ferrari, F., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522-523, 122-149. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- Fink, D., Vogt, S., Hotchkis, M. (2000). Cross-sections for ^{36}Cl from Ti at $E_p=35\text{-}150\text{ MeV}$: applications to in-situ exposure dating. *Nuclear Instruments and Methods in Physical Research Section B Beam Interaction Mater and Atoms* 172, 861-866. [https://doi.org/10.1016/S0168-583X\(00\)00200-7](https://doi.org/10.1016/S0168-583X(00)00200-7)
- García-Palomo, A., Macías, J.L., Arce, J.L., Mora, J.C., Hughes, S., Saucedo, R., Espíndola, J.M., Escobar, R., Layer, P. (2006). Geological evolution of the Tacaná Volcanic Complex, México-Guatemala. In: Rose WI, Bluth GJS, Carr MJ, Ewert JW, Patino LC, Vallance JW (eds) *Natural Hazards in Central America*. Boulder, Colorado. Geological Society of America, Special Paper 412, 39-57. [https://doi.org/10.1130/2006.2412\(03\)](https://doi.org/10.1130/2006.2412(03))
- Garduño, V.H., Macías, J.L., Molina, R. (2015). Geodynamic setting and pre-volcanic geology of active volcanism in Chiapas. In: *Active Volcanoes of Chiapas (México): El Chichón and Tacaná*. Edited by T. Scolamacchia and J.L. Macías. Springer Verlag, 1- 24. https://doi.org/10.1007/978-3-642-25890-9_1
- Germa, A., Quidelleur, X., Gillot, P. Y., Tchilinguirian, P. (2010). Volcanic evolution of the black arc Pleistocene Payun Matru volcanic field (Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 29, 717-730. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2010.01.002>
- Guilbaud, M. N., Alcalá-Reygosa, J., Schimmelpfennig, I., Arce, J. L., Aster Team (Aumaitre, G., Bourlès, D., Keddadouche, K.). (2022). Testing less-conventional methods to date a late-pleistocene to Holocene eruption: Radiocarbon dating of paleosols and ^{36}Cl exposure ages at Pelado volcano, Sierra Chichinautzin, Central Mexico. *Quaternary Geochronology*, 68, 101-252. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2022.101252>
- Heineke, C., Niedermann, S., Hetzel, R., Akal, C. (2016). Surface exposure dating of Holocene basalt flows and cinder cones in the Kula volcanic field (Western Turkey) using cosmogenic ^3He and ^{10}Be . *Quaternary Geochronology* 34, 81-91. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.04.004>
- Korschinek, G., Bergmaier, A., Faestermann, T., Gerstmann, U. C., Knie, K., Rugel, G., Wallner, A., Dillmann, I., Dollinger, G., Von Gostomski Lierse, Ch., Kossert, K., Maitia, M., Poutivtsev, M., Remmert, A. (2010). A new value for the half-life of ^{10}Be by heavy-ion elastic recoil detection and liquid scintillation counting. *Nuclear Instruments and Methods Physical Research Section B*, 268 (2), 187-191. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2009.09.020>
- Lal, D. (1991). Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104, 424-439. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(91\)90220-C](https://doi.org/10.1016/0012-821X(91)90220-C)
- Limón-Hernández, C. G. (2011). *Estratigrafía y morfología de los flujos de lava y depósitos asociados a la actividad efusiva del volcán Tacaná, México-Guatemala*. Master thesis, Posgrado en Ciencias de la Tierra UNAM, México, 125 p.
- Macías J. L., Espíndola J. M., García-Palomo A., Scott K. M., Hughes S., Mora J. C. (2000). Late Holocene Peléan style eruption at Tacaná Volcano, Mexico-Guatemala: Past, present, and future

- hazards. *Bulleting Geological Society of America*, 112, 1234-1249. [https://doi.org/10.1130/00167606\(2000\)112<1234:LHPEAT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/00167606(2000)112<1234:LHPEAT>2.0.CO;2)
- Macías, J.L., Arce, J.L., García-Palomo, A., Mora, J.C., Layer, P.W., Espindola, J.M. (2010). Late-Pleistocene flank collapse triggered by dome growth at Tacaná Volcano, México-Guatemala, and its relationship to the regional stress regime. *Bulletin of Volcanology*, 72, 33-53. <https://doi.org/10.1007/s00445-009-0303-9>
- Macías, J.L., Arce, J.L., Layer, P.W., Saucedo, R., Mora, J.C. (2015). Eruptive history of the Tacaná Volcanic Complex. In: Scholamaccia T, Macías JL (Eds.) *Active Volcanoes of Chiapas (Mexico) El Chichón and Tacaná, Active Volcanoes of the world*, Springer Verlag, pp. 115-138. https://doi.org/10.1007/978-3-642-25890-9_6
- Márquez, A., Verma, S.P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L. (1999). Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the Central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 93, 125-150. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00085-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00085-2)
- Marrero, S. M., Phillips, F. M., Caffee, M. W., Gosse, J. C. (2016). CRONUS-Earth cosmogenic ^{36}Cl calibration. *Quaternary Geochronology* 31, 199-219. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.10.002>
- Martin, L., Blard, P. H., Balco, G., Lave, J., Delunel, R., Lifton, N., Laurent, V. (2017). The CREP program and the ICE-D production rate calibration database: a fully parameterizable and updated online tool to compute cosmic-ray exposure ages. *Quaternary Geochronology*, 38, 25-49. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.11.006>
- Masarik, j., Kim, K. J., Reedy, R.C. (2007). Numerical simulations of in situ production of terrestrial cosmogenic nuclides. *Nuclear Instruments and Methods Physical Research Section B. Mater*, 259, 642-645. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2007.03.003>
- Merchel, S., Herpers, U. (1999). An update on radiochemical separation techniques for the determination of long-lived radionuclides via Accelerator Mass Spectrometry. *Radiochimica Acta*, 84 (1999), pp. 215-219. <https://doi.org/10.1524/ract.1999.84.4.215>
- Merchel, S., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Braucher, R., Alfimov, V., Freeman, S.P.H.T., Wallner, A. (2008). Towards more precise ^{10}Be and ^{36}Cl data from measurements at the 10^{-14} level: influence of sample preparation. *Nuclear Instruments and Methods Physical Research Section B*, 266, 4921-4926. <https://doi.org/10.1016/j.nimb.2008.07.031>
- Merchel, S., Bremser, W., Alfimov, V., Arnold, M., Aumaître, G., Benedetti, L., Bourlès, D.L., Caffee, M., Fifield, L. K., Finkel, R. C., Freeman, S. P. H. T., Martschini, M., Matsushi, Y., Rood, D. H., Sasa, K., Steier, P., Takahashi, T., Tamarri, M., Tims, S. G., Tosaki, Y., Wilcken, K. M., Xu, S. (2011). Ultra-trace analysis of ^{36}Cl by accelerator mass spectrometry: an interlaboratory. *Analytical and Bioanalytical Chemistry*. <https://doi.org/10.1007/s00216-011-4979-2>
- Meriggi, L., Macías, J. L., Tommasini, S., Capra, L., Conticelli, S. (2008). Heterogeneous magmas of the Quaternary Sierra Chichinautzin volcanic field (central Mexico): the role of an amphibole-bearing mantle and magmatic evolution processes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 197-216.
- Muscheler, R., Beer, J., Kubik, P. W., Synal, H. A. (2005). Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the Summit ice cores and ^{14}C . *Quaternary Science Reviews*, 24, 1849-1860. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.01.012>
- Nishiizumi, K., Winterer, E.L., Kohl, C.P., Klein, J., Middleton, R., Lal, D., Arnold, J.R. (1989). Cosmic ray production rates of ^{10}Be and ^{26}Al in quartz from glacially polished rocks. *Journal of Geophysical Research*, 94, Article 17907. <https://doi.org/10.1029/JB094iB12p17907>
- N.O.A.A, 1976. *U.S. Standard Atmosphere*. US Gov. Print. Off.
- Renne, P.R. (2000). *K-ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Dating*. *Quaternary Geochronology: Methods and Applications*. American Geophysical Union.
- Rouwet, D., Taran, Y., Inguaggiato, S., Varley, N. (2004). Hydrothermal activity at Tacaná volcano, Mexico-Guatemala. In: Wanty R, Seal R II (eds) *WRI-11*. Taylor and Francis Group, London, 173-176.
- Rouwet, D., Inguaggiato, S., Taran, Y., Varley, N., Santiago, J.A. (2009). Chemical and isotopic compositions of thermal springs, fumaroles and bubbling gases at Tacaná Volcano (Mexico-Guatemala): implications for volcanic surveillance. *Bulletin of Volcanology*, 71, 319-335. <https://doi.org/10.1007/s00445-008-0226-x>
- Schimmelpfennig, I. (2009). Cosmogenic ^{36}Cl in Ca and K Rich Minerals: Analytical Developments, Production Rate Calibrations and Cross

- Calibration with ^3He and ^{21}Ne . Ph.D. Thesis. Paul Cezanne Aix-Marseille III University, Aix en Provence, France.
- Schimmelpennig, I., Benedetti, L., Finkel, R., Pik, R., Blard, P.H., Bourle, D., Burnard, P., Williams, A. (2009). Sources of in-situ ^{36}Cl in basaltic rocks. Implications for calibration of production rates. *Quaternary Geochronology*, 4, 441-461. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2009.06.003>
- Schimmelpennig, I., Benedetti, L., Garreta, V., Pik, R., Blard, P.H., Burnard, P., Bourlès, D., Finkel, R., Ammon, K., Dunai, T. (2011). Calibration of cosmogenic ^{36}Cl production rates from Ca and K spallation in lava flows from Mt. Etna (38°N , Italy) and Payun Matru (36°S , Argentina). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75, 2611-2632. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2011.02.013>
- Schimmelpennig, I., Schaefer, J.M., Akcar, N., Koffman, T., Ivy-Ochs, S., Schwartz, R., Finkel, R.C., Zimmerman, S., Schlüchter, C. (2014). A chronology of Holocene and Little Ice Age glacier culminations of the Steingletscher, Central Alps, Switzerland, based on high-sensitivity beryllium-10 moraine dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 393, 220-230. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.02.046>
- Siebe, C. (2000). Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico-City. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104 (1-4), 45-64. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(00\)00199-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(00)00199-2)
- Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archeology and future hazards. *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225. <https://doi.org/10.1007/s00445-003-0304-z>
- Stone, J. (2000). Air pressure and cosmogenic isotope production. *Journal of Geophysical Research*, 105, 23,753-23,759. <https://doi.org/10.1029/2000JB900181>
- Stone, J.O., Fifield, K., Vasconcelos, P. (2005). Terrestrial chlorine-36 production from spallation of iron. In: 10th International Conference on Accelerator Mass Spectrometry, Berkeley, USA.
- Straub, S. M., Gómez-Tuena, A., Zellmer, G.F., Espinasa-Perena, R., Stuart, F.M., Cai, M.Y., Langmuir, C.H., Martin Del Pozzo, A.L., Mesko, G.T. (2013). The processes of melt differentiation in arc volcanic rocks: Insights from OIB-type arc magmas in Central Mexican Volcanic Belt. *Journal of Petrology*, 54, 665-701. <https://doi.org/10.1093/petrology/egs081>
- Uppala, S.M., Kallberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V.D.C., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Van De Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Ho Im, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P.A.E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J. (2005). The ERA-40 Re-analysis. vol. 131. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2961-3012. <https://doi.org/10.1256/qj.04.176>
- Vázquez-Selem, L., Heine, K. (2011). Late quaternary glaciation in Mexico. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.), *Quaternary Glaciations - Extent and Chronology. A Closer Look*. Elsevier, Amsterdam, pp. 849-861. <http://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00061-1>
- Vermeesch, P. (2007). CosmoCalc: an excel add-in for cosmogenic nuclide calculations. *G-cubed*, 8, 1525-2027. <https://doi.org/10.1029/2006GC001530>
- Walker M, Johnsen S, Rasmussen SO, *et al.* 2008. The Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Holocene Series/Epoch (Quaternary System/Period) in the NGRIP ice core. *Episodes* 31: 264-267. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/2008/v31i2/016>
- Wallace, P. J., Carmichael, I. (1999). Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions. *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 135, 291-314. <https://doi.org/10.1007/s004100050513>
- Wijbrans, J., Schneider, B., Kuiper, K., Calvari, S., Branca, S., De Beni, E., Norini, G., Corsaro, R. A., Miraglia, L. (2011). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of Holocene basalts; examples from Stromboli, Italy. *Quaternary Geochronology*, 6, 223-232. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.10.003>
- Zreda, M.G., Phillips, F.M., Kubik, P.W., Sharma, P., Elmore, D. (1993). Cosmogenic Cl dating of a young basaltic eruption complex, Lathrop Wells, Nevada. *Geology*, 21, 57-60. <https://doi.org/10.1029/1992GL016111>

org/10.1130/0091-7613(1993)021<0057:CCD
OAY>2.3.CO;2

Zweck, C., Zreda, M., Desilets, D. (2013). Snow
shielding factors for cosmogenic nuclide da-
ting inferred from Monte Carlo neutron trans-
port simulations. *Earth and Planetary Science*

Letters, 379, 64-71. [https://doi.org/10.1016/j.
epsl.2013.07.023](https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.023)

Recibido el 6 de septiembre de 2022
Aceptado el 6 de diciembre de 2022