UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

EVALUACIÓN DEL ^{10}BE METEÓRICO DEPOSITADO EN SUPERFICIE EN EL ESTUDIO DE ROCAS VOLCÁNICAS DEL XITLE

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

(TIERRA SÓLIDA)

P R E S E N T A :

DITZA PAOLA BALDERAS REYES

DIRECTOR DE TESIS:

DR. SANTIAGO PADILLA DOMÍNGUEZ

2024

Ciudad Universitaria, CD.MX., 2024

Universidad Nacional Autónoma de México
UNAM
Biblioteca Central
Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

1. Datos del alumno
Balderas
Reyes
Ditza Paola
5560728363
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
314231613

1. Datos del tutor
Dr
Santiago
Padilla
Domínguez

2. Datos del sinodal 1
Dra
Corina
Solís
Rosales

3. Datos del sinodal 2
Dra
Carmen Grisel
Méndez
García

4. Datos del sinodal 3
Dra
María Guadalupe
Rodríguez
Ceja

5. Datos del sinodal 4
Ing
Teodoro
Hernández
Treviño

6. Datos del trabajo escrito
Evaluación del ^{10}Be meteórico depositado en superficie en el estudio de rocas volcánicas del Xitle
35 p
2024

A mis padres

Si uno se deja domesticar corres el riesgo de llorar un poco…

-El principito

Agradecimientos

A mis padres, Adelaida Reyes Rico y Arturo Balderas Felipe, a mis hermanas Karime Isbhel Balderas Reyes y Daira Saori Balderas Reyes, a mi pequeño Bilbo por siempre estar sentado a un lado mío en esas noches de frío y de desveladas durante más de 5 años de carrera universitaria, te amo y te agradezco por estar con nosotros en las buenas y malas… a mi abuelito Aureliano por dejar los cimientos que mi familia necesitaba para crecer después de su ausencia, por confiar en nosotros. Familia lo logramos, hemos salido adelante en cada reto, y seguiremos haciéndolo, gracias, mamá por estar todas las noches y mañanas esperando por mí, por tener alimento para mi alma y mi cuerpo, porque solo tú sabes cómo sanar mi corazón, te amo y cada logro es para ti, sabes que te mereces todo lo que la vida te ha arrebatado, es mediante tu ayuda que yo salí adelante, este triunfo es tuyo. Papá, tú eres mi orgullo, eres el pilar de nuestra familia, nuestro sostén, eres quien nos hace hacerle frente a la vida, quien nos protege y no se deja vencer por nada, porque en la tormenta siempre eres firme como un roble, esas ganas de salir adelante son inspiración para mí, te amo.

Hermanas, las amo, son mi vida, y yo sé que soy la suya, siempre pueden contar conmigo, tal vez no sea la mejor dando abrazos, pero pueden tener la certeza que siempre las voy a acompañar en sus mejores y peores momentos, también las quiero ver triunfar.

Al tutor de mi trabajo y amigo el Dr. Santiago Padilla Domínguez, me dio tantas oportunidades y confío en mí siempre.

Quiero agradecer al Ingeniero José Teodoro Hernández Treviño, porque él fue el primer profesor que creyó en mí durante mi paso por la universidad, que me hizo saber que siempre debo buscar mis sueños, y realizar todo lo que me hace feliz, me dio las clases de geología más increíbles, al profesor Héctor Díaz por esas reflexiones que me hicieron ver que estudiar y valorarse como persona van de la mano, y a mi profesor Juan de física en CCH porque él me impulsó a seguir mi camino en la ciencia y confiar en mi potencial.

Gracias también a mi Padre celestial, por siempre demostrarme su amor en cada momento que sentía no poder, por mandarme a estos ángeles para bendecir mi vida y hacerme más fácil este camino cuesta arriba.

Amiga Alejandra Aguirre, y Lizbeth Brito, gracias por impulsarme y sostenerme en esta cuesta arriba, no ha sido fácil pero su amistad y ejemplo ha sido vital en este proceso. Alejandra mi loba, mi rata, nunca te alejes de mi vida, eres mi rayo de luz, te quiero ver llegando muy muy lejos.

No quiero desaprovechar la oportunidad de agradecer a EVAMSA, mi primer empresa, por tantas lecciones de vida y profesionales, gracias, Bere, Ittai y Michel por confiar en mí, por abrirme su corazón, por ser tan únicas y especiales, por ser mis amigas.

Quiero agradecerme por cada esfuerzo que he realizado, por la valentía que he tenido ante cada reto de la vida, por superarme, y a pesar de las pruebas siempre tener una sonrisa, quiero que cuando piense que no soy suficiente recuerde este momento, recuerde que me te trajo aquí.

Agradecimientos técnicos

Al Laboratorio Nacional de Espectrometría de Masas (LEMA) del Instituto de Física de la UNAM, por el apoyo dado en la realización de este trabajo, por las facilidades y atención dadas desde el día uno a la Dra. Corina Solís, la Dra. Grisel Méndez y a la Dra. María Rodríguez, por guiarme en el LEMA y en las demás actividades académicas que desempeñé durante el taller de investigación, y en la elaboración y finalización de esta tesis, por sus comentarios como parte del jurado evaluador.

Gracias al Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM, a los académicos de cada uno de los equipos utilizados tanto para la obtención de muestras, como para su procesamiento en los talleres de molienda y trituración, al Dr. Gerardo Arrieta y Dr. Fernando García por su apoyo en el trabajo de campo y apoyo en dicho taller.

ÍNDICE

Resumen 1
Capítulo I 3
Introducción 3
Capítulo II 5
Antecedentes 5
2.1 Geología del centro del país 5
2.2 Sierra de Chichinautzin 6
2.3 Volcán Xitle 7
2.4 Isótopos cosmogénicos 10
2.5 ^{10}Be meteórico, ^{10}Be in situ 10
Capítulo III 13
Espectrometría de Masas con Aceleradores (AMS) 13
3.1 Medición 15
3.2 Cálculo de concentraciones 16
Capítulo IV 21
Objetivos e hipótesis 21
4.1 Objetivo general 21
4.2 Objetivos específicos 21
Capítulo V 23
Materiales y método 23
5.1 Materiales 23
5.2 Recolección de muestras 23
5.3 Preparación de muestras 26
5.3.1 Lavados 27
5.3.2 Paso de las muestras por las resinas 28
5.3.3 Obtención de BeO 29
Capítulo VI 31
Resultados y análisis 31
6.1 Espectros isotópicos 33
Capítulo VII 35
Discusión y conclusiones 35
Referencias 37

Declaración de autenticidad

Declaro que el contenido de este trabajo está libre de plagio alguno, y que han sido referenciados trabajos previos, así como las fuentes consultadas en las investigaciones y antecedentes descritos.

Ditza Paola Balderas Reyes, CDMX, 2024.

Resumen

El radionúclido cosmogénico ^{10}Be acumulado en el fondo del mar es el sumatorio tanto del ^{10}Be producido en la atmósfera (meteórico), como el producido en la superficie terrestre (in situ). Este ^{10}Be puede ser utilizado para evaluar el tiempo transcurrido en su transporte desde el lecho marino y su entrada en la trinchera de subducción, hasta su salida a la superficie a través de la actividad volcánica, ya que, es considerado como un geocronómetro debido a su largo periodo de semidesintegración ($T_{1/2}$= 1.36 Ma; Padilla, 2015). Una vez que el ^{10}Be "*transportado"* vuelve a la superficie, el ^{10}Be meteórico que se produce en la atmósfera de forma continua se deposita sobre la roca volcánica. Para poder llevar a cabo la determinación de la concentración del ^{10}Be *transportado* en este tipo de muestras es necesario un pretratamiento de la muestra para eliminar dicho ^{10}Be meteórico. Este es un paso fundamental, ya que debemos eliminar el ^{10}Be *meteórico* para no tener interferencias en la determinación del ^{10}Be *transportado*. En este trabajo se propone un procedimiento radioquímico para la eliminación de dicho ^{10}Be *meteórico* interferente en la concentración final de ^{10}Be *transportado*.

Para la correcta discriminación del ^{10}Be *meteórico,* las rocas fueron sometidas a una molienda y se tamizaron en tres tamaños diferentes de grano. Posteriormente, se realizó un lavado para cada tamaño tamizado con HCl 6M varias veces. Seguidamente, se realizó un proceso radioquímico por cromatografía de intercambio de iones y su posterior medida en el AMS a cada lavado, determinando así las concentraciones del ^{10}Be *meteórico* removido de la muestra. Dicho proceso radioquímico se describe en el capítulo 5, sección 5.3.

Capítulo I

Introducción

El ^{10}Be es un radionúclido cosmogénico producido gracias a la interacción de los rayos cósmicos con elementos de la atmósfera y la superficie terrestre. Cuando los rayos cósmicos penetran en la estratosfera (12-50 Km) y la troposfera (0-12 Km), interaccionan con los elementos de la atmosfera produciendo una cascada de partículas secundarias. Estas partículas vuelven a interaccionar con los elementos de la atmósfera o de la superficie terrestre, dando lugar a la formación del radionúclido ^{10}Be mediante una reacción nuclear de espalación. El ^{10}Be formado en la atmósfera es denominado *meteórico*, y aquel producido en la superficie terrestre se denomina *in situ* (Padilla, 2015). (ver sección 2.4)

La técnica de espectrometría de masas con acelerador o AMS por sus siglas en inglés (Accelerator Mass Spectrometry), nos permite cuantificar isótopos cosmogénicos que son extremadamente escasos, tales como el ^{10}Be. El AMS funciona separando los isótopos de interés del haz de iones procedente de la fuente de iones en función de su relación masa/carga, siendo capaz de distinguir entre varias especies isotópicas del mismo elemento. El AMS se convierte en la técnica analítica ideal para la medición de radionúclidos de periodo de semidesintegración grande tales como ^{10}Be, ^{26}Al o ^{14}C, ya que nos ofrece una gran precisión, bajo límite de detección (cocientes ^{10}Be/^{9}Be $\approx 10^{-16}$) y la posibilidad de diferenciar entre el isótopo que se requiere determinar y su isóbaro.

Algunas de las aplicaciones de esta técnica son las mediciones de ^{10}Be en sedimentos del lecho marino, con el fin de hacer estudios de geomagnetismo y conocer más acerca del proceso en las zonas de subducción, puede utilizarse como un indicador climático, ya que la producción del ^{10}Be está modulada por la actividad solar y la fuerza del campo magnético de la Tierra. (Morris, 2002).

Uno de los principales retos para abordar la medición del ^{10}Be en muestras de rocas, es el procedimiento radioquímico que permite separar la contribución meteórica del ^{10} Be en la superficie de la roca, previo a su medición en el sistema AMS. Proponer un proceso de eliminación del ^{10}Be *meteórico* usando varios pasos de lavados, en diferentes tamaños de partícula es el reto de este trabajo. Esto puede ayudarnos a aprovechar el análisis de isótopos cosmogénicos en casi cualquier tipo de roca, incluyendo aquellas que no cumplen con la composición félsica de las rocas donde prevalecen minerales como el cuarzo, tales como las rocas de composición básica, que podemos encontrar en el volcán Xitle. Los isótopos cosmogénicos pueden ofrecernos nuevas perspectivas acerca del entorno geológico, de las condiciones ambientales y las condiciones atmosféricas de periodos de tiempo y eventos que aún han dejado interrogantes en la investigación. La erupción del volcán Xitle ha sido estudiada con diversas técnicas de análisis, tiene una importancia arqueológica y geológica e introducir nuevos métodos para su estudio, puede ser una de las claves para completar su historia eruptiva (Siebe, 2000).

El Xitle es un cono de escoria con una altitud de 3150 msnm, ubicado en la sierra Ajusco-Chichinautzin, que pertenece al Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (Palacio & Guilbaud, 2015). Sus lavas cubrieron y se distribuyeron en una distancia de 12 a 13 km desde el centro emisor, abarcando una superficie de 70 km^2. La historia eruptiva de este volcán es tan compleja como la del CVTM; las coladas de basalto son en su mayoría del tipo pahoehoe, que se considera un tipo poco común para los límites convergentes como el de la trinchera de nuestro país, por lo que su estudio es clave para entender el desarrollo de campos volcánicos en el CVTM y por ende de la corteza terrestre en el centro de México (Palacio & Guilbaud, 2015).

Introducir otros métodos para su estudio, tales como el análisis de ^{10}Be, puede ofrecernos nuevas perspectivas acerca de su entorno geológico y de las condiciones ambientales y atmosféricas que ha tenido a lo largo del tiempo.

La interacción de estos elementos ponía a rocas con afinidad al cuarzo (SiO) como muestras ideales a considerar para la detección de ^{10}Be para su fechamiento, gracias a la química del olivino (Fe, Mg, Si, O) y su afinidad al ^{10}Be. Sin embargo, podemos determinar ^{10}Be en rocas como los basaltos del volcán Xitle. Nishiizumi et.al (1990), propone uno de los primeros estudios en rocas basálticas de la Isla de Maui en Hawaii, con alto contenido de olivino y piroxeno.

En esta tesis se pretende desarrollar una metodología más simple para el análisis de isótopos cosmogénicos, en específico para una mayor seguridad en las mediciones de ^{10}Be *transportado*, basándonos en la eliminación de ^{10}Be *meteórico*, cálculo de errores y relaciones isotópicas $^{10}Be/^{9}Be$.

Capítulo II

Antecedentes

2.1 Geología del centro del país

En México existen eventos geológicos que no han podido ser descritos y entendidos en su totalidad, por lo que requieren de la intervención de diversas áreas de la ciencia.

El Cinturón Volcánico Transmexicano (CTVM), es un arco volcánico continental creado por la convergencia oblicua de las placas de Cocos y Norteamérica (Ferrari et.al. 1999). Se extiende por la zona central del país, desde la costa del océano Pacifico hasta el Golfo de México, albergando más de 8000 volcanes de distintos tipos y edades, a lo largo de 1000 Km de longitud, y entre 80 y 230 Km de ancho (Gómez-Tuena et.al. 2007; Ferrari, 2016).

El CVTM no está alineado paralelamente a la trinchera mesoamericana, que es el límite de subducción entre las placas de Cocos, la microplaca de Rivera y la placa de Norteamérica. El límite convergente entre la placa de Cocos y la de Norteamérica es, principalmente de tipo continental-oceánico, es decir, la corteza oceánica es más pesada que la continental y el magma se genera a una profundidad entre 70-80 Km.

El CVTM se considera un terreno tectonoestratigráfico por tener secciones estratigráficas bien definidas, además los límites están marcados por fallas verticales y horizontales, con composiciones geoquímico-isotópicas iguales que se diferencian de los terrenos que están cercanos. (Figura 2.1).

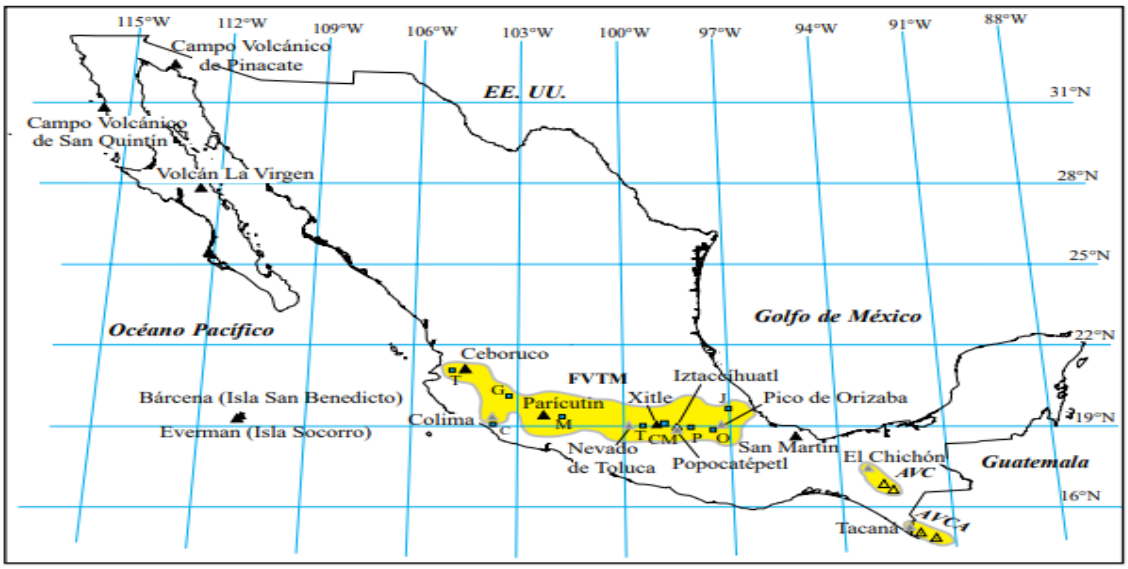

Figura 2.1 Distribución de los principales volcanes de México, señalización de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), así como el AVC=arco volcánico Chiapaneco y AVCA=arco volcánico de Centroamérica. Macías, 2005.

2.2 Sierra de Chichinautzin

La Sierra de Chichinautzin (LSCh) es un complejo campo volcánico que rodea el Sur de la Ciudad de México, formando parte de los cuatro grandes sistemas de sierras que forman la cuenca de la Ciudad de México. Gracias a ellas se produce el fenómeno de drenaje a la gran urbe.

Parte de la Ciudad de México, del Estado de México y de Morelos; divide las cuencas de Cuernavaca y Cuautla, y se distingue entre los estratovolcanes Popocatépetl, Iztaccíhuatl y Nevado de Toluca (Figura 2.2). Las rocas de este campo volcánico tienen edades del cuaternario, siendo relativamente jóvenes, menores a los 2.58 Ma (Siebe, et.al., 2004). La Sierra de Chichinautzin tiene más de 200 volcanes, predominando tres tipos de estructuras; conos de escoria con grandes coladas de lava, volcanes escudo, y espesos flujos de lava asociados a fisuras (del Pozzo, 1982; Velasco-Tapia, 2003).

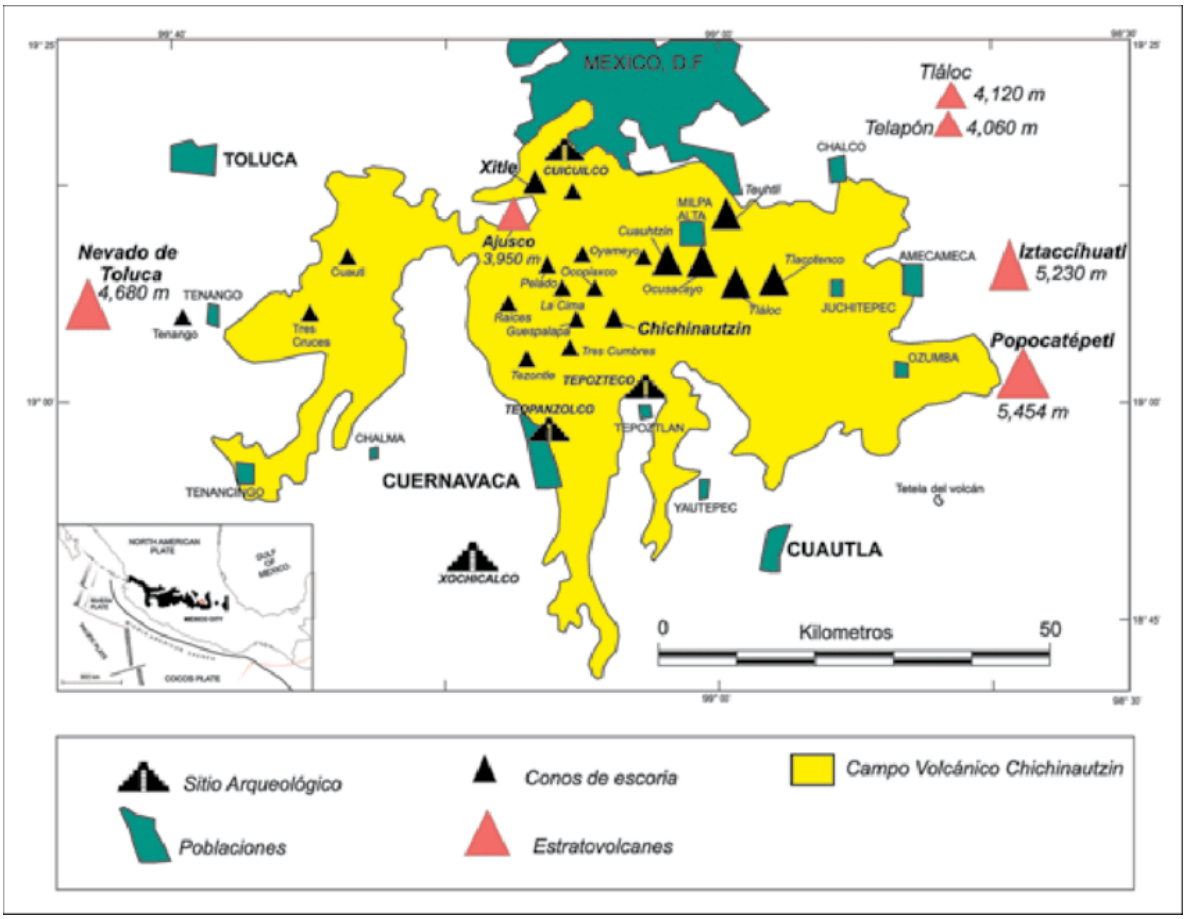

Figura 2.2 Sierra de Chichinautzin y estratovolcanes como el Popocatépetl, Iztaccíhuatl y el Nevado de Toluca (Siebe 2009).

Los campos volcánicos están formados por volcanes monogenéticos, es decir, que solo hacen erupción una vez. LSCh es un campo activo porque su última erupción es histórica con menos de 10,000 años, el resultado de esta erupción es el volcán Xitle, las investigaciones que se realizan en las rocas de la Sierra de Chichinautzin nos permiten entender la

complejidad de eventos pasados, siendo clave en el estudio de los riesgos geológicos del campo volcánico.

2.3 Volcán Xitle

El volcán Xitle está ubicado al norte LSCh, al ser de tipo monogenético, los productos volcánicos son en su mayoría fragmentados en escorias y grandes flujos de lava basáltica que cubrieron más de 10 km de extensión.

Podemos definir a los magmas como un fundido silicatado, constituidos por tres fases: líquida sólida y gaseosa. El tipo de magma del Xitle se clasifica como un magma de composición basáltica, lo que significa que es poco evolucionado, porque los volcanes monogenéticos, como el Xitle, no tienen un reservorio o cámara magmática, donde enriquecerse de minerales y otros elementos del manto.

Las coladas de lavas del Xitle al ser del tipo basáltico-andesítico suelen contener de entre 40 y 50% de sílice, con una afinidad a minerales ricos en Fe, Mg y Ca, como piroxenos, olivino, anfíbol, plagioclasas cálcicas y en menor cantidad, cuarzo (Wallace y Carmichael, 1999). La temperatura de estos magmas es mayor a los 1200 °C, y se caracterizan por ser rocas muy vesiculadas, debido a la rápida liberación de gas durante las erupciones volcánicas. Las lavas son muy fluidas por la falta de viscosidad, por eso son muy voluminosas. Encontramos varios tipos de formas en las lavas del Xitle, que nos permiten entender el entorno y las características del terreno durante su enfriamiento, por ejemplo el tipo de pendiente, las lavas de nuestra zona de estudios, se encuentran en una terreno plano <2° (Ciudad Universitaria), podemos identificar lavas cordadas (Figura 2.5) con un interior vesicular (Figura 2.6), que son señales de la cantidad de gases liberados por medio de burbujas ahora vesículas, y la estructura cordada resultado de la torsión y arrastre de la lava de baja viscosidad. (Constantino, 2011). Otro tipo de estructura que podemos ver en las lavas del Xitle son los afloramientos masivos, y es común encontrarlos de manera conjunta, por las condiciones de enfriamiento de lava. (Palacio & Guilbaud, 2015).

Las rocas que se han datado de este volcán le asignan una edad de aproximadamente 1670 +/- 35 AP (Antes del Presente) (Siebe, 2000). Estos fechamientos corresponden a muestras de carbón que se encuentran debajo de derrames de lava de dicho volcán. Son rocas pertenecientes al periodo cuaternario, mismo periodo en el que se ha clasificado a la Sierra de Chichinautzin. (Siebe, 2009).

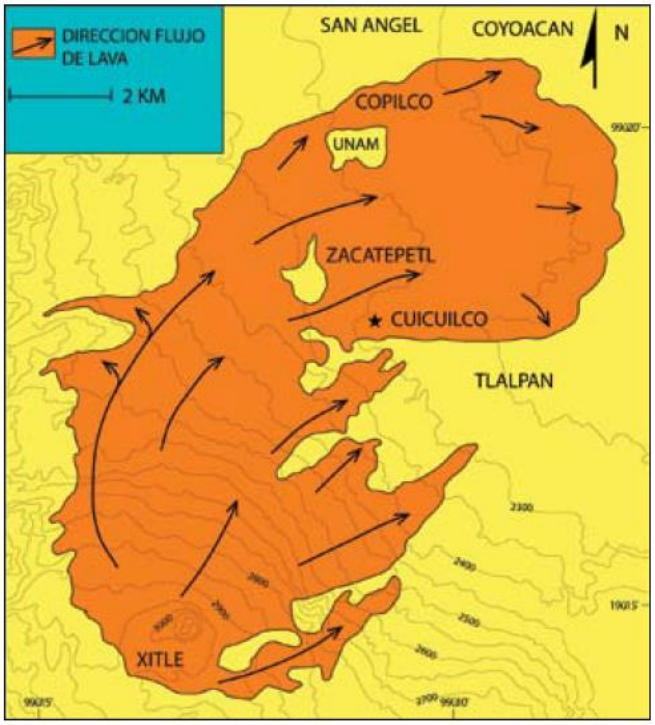

Figura 2.3 Extensión de los flujos de lava del volcán Xitle, (Siebe 2009).

En la figura 2.3 podemos observar que el principal flujo de lava del Xitle sigue una dirección preferencial NE, hacia el Pedregal de San Ángel, por esta razón el campus de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) tiene un basamento ígneo perteneciente a este volcán.

Figura 2.4 Estructura cordada, derrame de lava del Xitle

Figura 2.5. Flujo de lava del Xitle, vesículas.

Figura 2.6. Zona de obtención de muestras, donde se pueden distinguir las diferentes estructuras de las rocas, tanto rocas masivas y rocas vesiculadas.

2.4 Isótopos cosmogénicos

El universo es más complejo de lo que podemos percibir. Los átomos son las partículas que conforman los elementos que componen ese universo. Estos átomos están formados por partículas subatómicas: neutrones, protones y electrones. La configuración de estas partículas genera variedades de los elementos químicos. Los isótopos son elementos con el mismo número atómico (Z), es decir protones, pero que son diferentes en el número de neutrones (N) en su núcleo; los isótonos son elementos que tienen mismo número de N pero diferente número de Z y, los isóbaros son elementos que tienen en su núcleo diferente N y Z pero tienen el mismo número de masa atómico (A=Z+N). Los isótopos pueden producirse de forma natural en la naturaleza o artificialmente en laboratorios.

Los radionúclidos o isótopos cosmogénicos son aquellos que se producen a partir de los rayos cósmicos que inciden en la Tierra. El proceso de formación de los isótopos cosmogénicos es interesante por las diversas reacciones en cadena que tienen que suceder previo a su formación. En primer lugar, los rayos cósmicos son partículas de alta energía que pueden ser resultado de la explosión de supernovas o de la actividad solar, como las eyecciones de masa coronal; los rayos solares tienen una energía que va de 0.1 a 100 MeV. Se consideran rayos primarios o galácticos a los que son producto de la explosión de supernovas con una energía que va de 100 a 1000 MeV; por la energía que tienen son los responsables, en su mayoría, de la producción de los isótopos cosmogénicos (Padilla, 2015).

2.5 ^{10}Be meteórico, ^{10}Be in situ

El Berilio (Be) es un elemento con número atómico cuatro (Z=4), tiene 7 isótopos tales como ^{6}Be, ^{7}Be, ^{8}Be, ^{9}Be, ^{10}Be, ^{11}Be, y ^{12}Be, pero solo el ^{9}Be es estable.

Como se comentó anteriormente, el ^{10}Be cosmogénico ha sido utilizado como un cronómetro de diferentes procesos geológicos, debido a que tiene un periodo de semidesintegración grande de 1.36 ± 0.07 Ma (Nishiizumi, et.al., 2007). Es considerado un excelente trazador de procesos geológicos como la erosión de ríos, suelos, erosión de glaciares, estudios de sedimentos marinos y trazador del vulcanismo en zonas de subducción (Monaghan, et.al, 1988).

La interacción de los rayos cósmicos primarios se da en los primeros 50 Km de la atmósfera, es decir, hasta la estratosfera. Esta interacción ocurre principalmente con elementos como el nitrógeno (N_2) y el oxígeno (O_2), ya que son los más abundantes en la atmósfera, con un 78.084% y 20.946% respectivamente. Estas interacciones producen una cascada de partículas secundarias, las cuales vuelven a interaccionar con las partículas de la atmósfera, produciendo ^{10}Be *meteórico* o de la superficie terrestre (Si y O), produciendo así el ^{10}Be *in situ.* La reacción mediante la cual se producen estos isótopos cosmogénicos se denomina reacción nuclear de espalación. La producción depende de las fluctuaciones del campo magnético de la tierra, la latitud, altitud y de los ciclos solares. (Padilla, 2015).

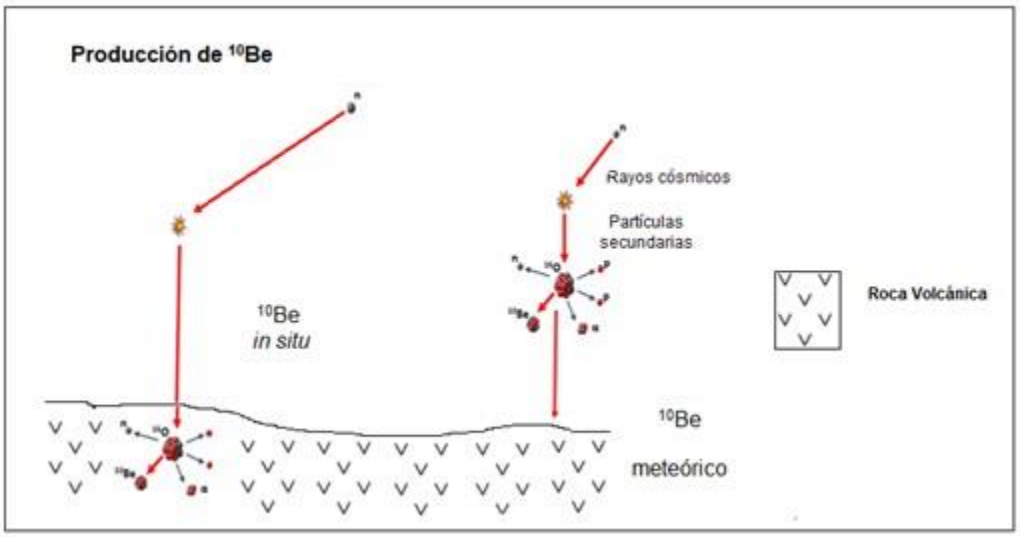

Figura 2.7 Producción de ^{10}Be, modificado de Padilla, 2019.

La reacción para la producción de ^{10}Be se denominan reacción nuclear de espalación. Las siguientes reacciones corresponden a la producción de ^{10}Be *meteórico*.

$$^{14}N\ (n, 2n3p)\ ^{10}Be$$

$$^{14}N\ (p, 1n4p)\ ^{10}Be$$

$$^{10}O\ (n, 3n4p)\ ^{10}Be$$

$$^{16}O\ (p, 2n5p)\ ^{10}Be$$

El ^{10}Be *meteórico* puede permanecer de 2 semanas a varios años en la estratosfera, pasando posteriormente a la estratosfera y depositándose finalmente en la superficie. Encontramos una mayor intensidad de los rayos cósmicos en altas latitudes y una disminución hacia el Ecuador, debido a que en latitudes mayores a 60°, el campo magnético se deforma permitiendo que los rayos cósmicos lleguen con mayor intensidad, lo que se traduce en una mayor producción de ^{10}Be en los polos que en el ecuador.

En la superficie terrestre la producción de isótopos de ^{10}Be *in situ* se da por la interacción de las partículas secundarias con átomos de SiO_2, (Figura 2.7). Las reacciones de espalación que forman el ^{10}Be *in situ* son (Padilla, 2015):

$$^{28}Si(\mu^-, x)^{10}Be$$

$$^{16}O(\mu^-,3p3n)^{10}Be$$

$$^{16}O(n,4p3n)^{10}Be$$

Debido al flujo de deposición del ^{10}Be *meteórico* hacia la superficie y generalmente, por acción de la erosión para ^{10}Be *in situ*, ambos radionúclidos son depositados en el fondo marino. En este trabajo, definimos ^{10}Be *"transportado"* a la suma total del ^{10}Be acumulado en el lecho marino y posteriormente transportado a través de la corteza terrestre desde la corteza oceánica hasta su salida a la superficie mediante la actividad volcánica (Figura 2.8).

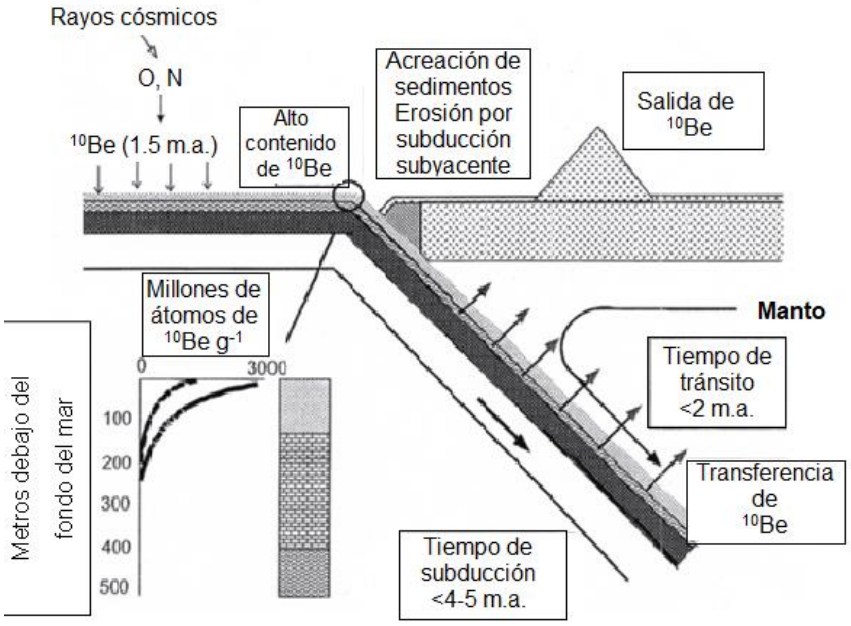

Figura 2.8 Ciclo del ^{10}Be en las zonas de subducción desde la reacción de espalación en la atmósfera, depositación y salida a través de la actividad volcánica, así como sus tiempos de residencia en cada fase. Modificado de Morris et.al 2002.

Capítulo III

Espectrometría de Masas con Acelerador (AMS)

La espectrometría de masas con acelerador AMS por sus siglas en inglés (Accelerator Mass Spectrometry), es una técnica analítica de separación que discrimina entre diferentes isótopos del haz de iones en función de la relación masa/carga de los mismos. Los isótopos son separados mediante la acción de dos espectrómetros o filtros magnéticos, situados en el sistema en la zona de baja y de alta energía (Figura 3.1). Esta técnica ha ido evolucionando desde los años setenta.

Los isótopos cosmogénicos se encuentran en la Tierra a una concentración traza, es decir en cantidades menores a las 1000 ppm. El espectrómetro de masas con acelerador es un instrumento que nos permite encontrar estas concentraciones de isótopos en niveles traza. Esto hace que el AMS sea el instrumento idóneo para medir este tipo de radionúclidos tales como ^{10}Be, ^{14}C, ^{26}Al, ^{139}I, ^{43}Ca e incluso isótopos de Pu. (Ortiz, et.al, 2018).

El Laboratorio Nacional de Espectrometría de Masas (LEMA) se encuentra en el Instituto de Física de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). El LEMA cuenta desde 2013 con un AMS multielemental de 1 MV de tipo tandetrón construido por la empresa High Voltage Engienering Europa. (Ortiz, et al, 2018). En este laboratorio se determinan concentraciones muy bajas de distintos radionúclidos como el ^{10}Be, ^{14}C y ^{26}Al. En la figura 3.1 se muestra el esquema del AMS del LEMA, donde fueron obtenidos los cocientes ^{10}Be/^{9}Be de las muestras analizadas en este trabajo. (Ortiz, et al, 2018).

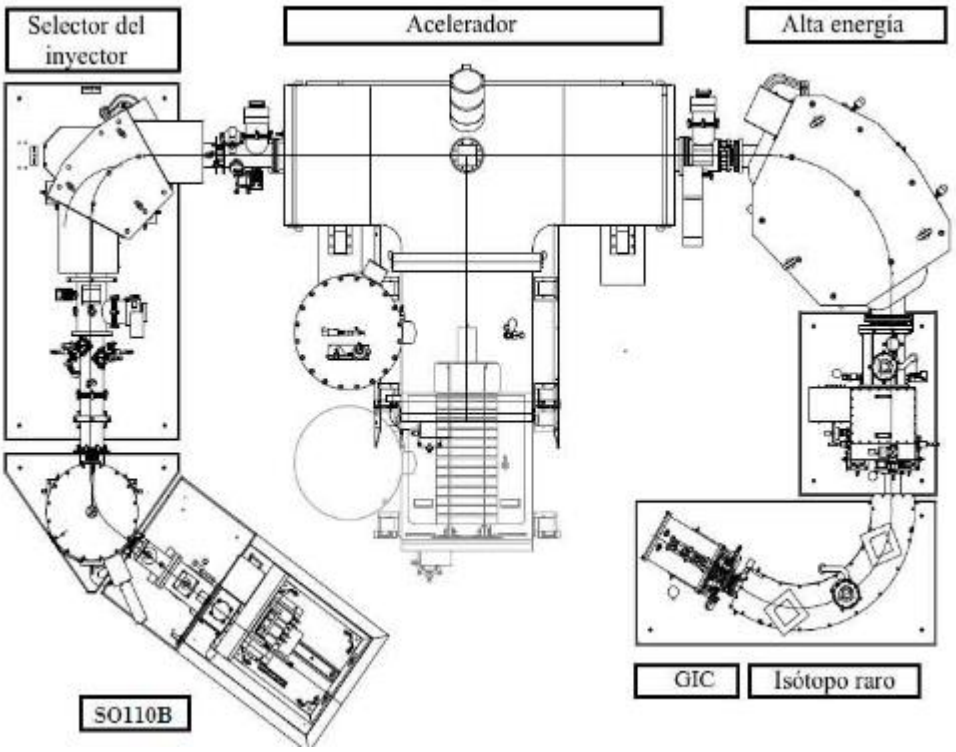

Figura 3.1 Esquema AMS, Zona de baja energía; Acelerador y Zona de alta energía (Ortiz et.al, 2018).

El AMS consta de 3 zonas principales (Figura 3.1):

1. ***Zona de baja energía***: es la primera parte del separador isotópico. En esta parte se encuentra la fuente de iones tipo SNICS II SO110B, donde se producen los iones negativos directamente de la muestra, y el primer espectrómetro o filtro magnético donde se filtra el haz de iones producido en la fuente de iones.
2. ***Zona de Aceleración***: donde se encuentra el acelerador tipo tandetrón de 1MV. En esta zona se realiza el proceso de stripping (remoción de electrones) y la aceleración de los isótopos a estudiar.
3. ***Zona de alta energía****:* es la última zona del AMS. En esta zona se encuentra el segundo espectrómetro de alta energía, un analizador electrostático y finalmente el detector.

Una breve descripción del funcionamiento del Espectrómetro de Masas con Acelerador de LEMA sería; una vez que la muestra es introducida en la fuente de iones del separador isotópico, prensada en el cátodo, se hace incidir sobre la misma un bombardeo continuo de Cs^+, provocando la rotura de los enlaces de las moléculas produciéndose iones con una carga negativa (átomos y fragmentos moleculares). Con una diferencia de potencial entre la muestra y la salida de la fuente de iones, el haz de iones se introduce en el sistema. Los iones negativos llegan al imán de baja energía (espectrómetro) y son filtrados en función de su Energía, Masa y Carga (EM/q^2), discriminando de esta forma la parte del haz no deseada.

En la zona de aceleración, el haz de iones comienza a acelerarse debido al potencial de 1 MV positivo que se encuentra en su camino (en el centro del tanque de aceleración). Una vez que los iones llegan a la altura del potencial, chocan con el gas de Ar, produciéndose el proceso de stripping, donde los iones cambian su carga de negativa a positiva y son acelerados. En el proceso de stripping, los fragmentos moleculares que se produjeron en la fuente de iones y superaron el filtro magnético de baja energía, son separados en sus isótopos correspondientes.

Una vez acelerados los iones alcanzan el imán de alta energía, filtrándose los iones por su relación EM/q^2. En su camino al detector, los iones son filtrados de nuevo en el analizador electrostático (ESA), que se encuentra justo delante del detector. En este caso, los iones son filtrados en función de su relación E/q. Finalmente los iones llegan al detector.

El separador isotópico cuenta con un detector de ionización de gas isobutano de doble ánodo. Una vez que los iones entran en el detector, estos chocan con el gas y se crea un par ion-electrón, dirigiéndose los electrones a los ánodos y los iones al cátodo. En el primer ánodo se detecta la Energía total de los iones a su entrada en el detector (E) y en el segundo la Energía de frenado de dichos iones (ΔE). Se obtiene así un espectro bidimensional (ver sección 6.1).

El ^{10}B es un isóbaro muy importante a tener en cuenta en la medida de ^{10}Be en el separador isotópico. Para poder separar los haces de ambos radionúclidos, el sistema cuenta con un absorbente pasivo (ventana de SiN), localizado detrás del imán de alta energía. Una vez que el haz alcanza el absorbente, los iones pierden energía en función de su Z. Como el ^{10}B tiene 5 protones, este pierde más energía que el ^{10}Be (Z=4), separándose así ambos radionúclidos y filtrándose posteriormente en el ESA. Aunque los isótopos son separados, el ^{10}B alcanza el detector observándose claramente la separación entre las cuentas (ver espectro Figura 6.5).

La información que nos genera el AMS es el cociente isotópico entre el radionúclido que queremos medir y su isótopo estable. En este caso este cociente correspondería a $^{10}Be/^{9}Be$. El separador isotópico obtiene este cociente midiendo el ^{10}Be contando los iones que llegan directamente al detector y el ^{9}Be en una copa de Faraday situada justo detrás del imán de alta energía.

3.1 Medición

Luego del proceso radioquímico mediante el cual se extrae y purifica el berilio de las muestras de rocas (ver capítulo V), las muestras son calcinadas para obtener óxido de berilio (BeO). El BeO se mezcla con Nb y se prensa en cátodos de aluminio, que luego se introducen en el carrusel del sistema AMS con una capacidad de 50 muestras. Generalmente las mediciones que se realizan de cada muestra constan de 12 secuencias de 5 minutos, que consisten en 10 ciclos de 30 segundos cada uno, por lo que cada muestra se mide un total de 1 hora.

En el trabajo de laboratorio y en el cálculo de los cocientes isotópicos, es necesario tomar en cuenta al ^{9}Be, es una cantidad conocida de ^{9}Be, el isótopo estable del berilio, añadida durante el proceso de radioquímica.

3.2 Cálculo de concentraciones

Como se dijo con anterioridad, el espectrómetro de masas mide razones isotópicas, es decir la relación $^{10}Be/^{9}Be$, así que las concentraciones de cada muestra que ingresa en el espectrómetro son calculadas a partir de este cociente.

Para obtener el cálculo de las concentraciones de ^{10}Be, en primer lugar, debemos realizar el cálculo de la media de todas las medidas de las razones isotópicas $^{10}Be/\ ^{9}Be$ de la muestra (R_n), obtenidas durante la hora de medida en el AMS. Esta media es una media ponderada teniendo en cuenta la carga de ^{9}Be medida en la copa de Faraday (Balco, 2006). En una medida en el sistema AMS, además de la muestra se miden muestras blanco y estándares, con los que se normalizarán dicha media ponderada.

La siguiente ecuación nos permite obtener el valor medio del cociente $^{10}Be/^{9}Be$ de la muestra (R_m).

$$\overline{R_m} = \frac{\sum_1^n (Carga)_n \cdot R_n}{\sum Carga} \tag{3.1}$$

donde la carga es el número de partículas de ^{9}Be que llega a la copa Faraday situada detrás del imán de alta energía en, cada medida y R_n es cada uno de los valores que arroja el AMS de cociente $^{10}Be/\ ^{9}Be$ en cada ciclo de 30 segundos.

Para el cálculo del error estadístico usamos la ecuación 3.2.

$$\sigma_{est} = \frac{\overline{R_m}}{\sqrt{n}} \tag{3.2}$$

La desviación estándar de la media la realizamos según la siguiente ecuación.

$$D\ esvest = \sqrt{\frac{\sum_1^n (Carga)_n \cdot (R_n - \overline{R_m})^2}{\sum Carga \cdot (n-1)}} \tag{3.3}$$

Una vez calculados ambos errores, ecuaciones 3.2 y 3.3, nos quedamos con el mayor valor.

El valor real de la muestra lo calculamos normalizando el valor calculado de la media (ecuación 3.1), con el valor obtenido del estándar y su valor nominal.

(3.4)

$$R_{real} = \frac{\overline{R_m} \cdot R_{nSTD}}{\overline{R_{mSTD}}}$$

donde R_m es el valor medio del cociente de la muestra; R_{mSTD} es el valor medio del cociente del estándar medido en AMS y R_{mSTD} es el valor nominal del cociente del estándar proporcionado por el fabricante.

La incertidumbre del valor del cociente real (R_{real}) se calcula mediante propagación de errores con la siguiente ecuación:

$$\sigma R_{real} = \sqrt{(\frac{\partial R_{real}}{\partial \overline{R_m}} \cdot \sigma \overline{R_m})^2 + (\frac{\partial R_{real}}{\partial R_{nSTD}} \cdot \sigma R_{nSTD})^2 + (\frac{\partial R_{real}}{\partial \overline{R_{mSTD}}} \cdot \sigma \overline{R_{mSTD}})^2}$$

(3.5)

Donde las soluciones a las derivadas parciales serían:

$$\frac{\partial R_{real}}{\partial \overline{R_m}} = \frac{R_{nSTD}}{\overline{R_{mSTD}}} \quad (3.6)$$

$$\frac{\partial R_{real}}{\partial R_{nSTD}} = \frac{R_{real}}{\overline{R_{mSTD}}} \quad (3.7)$$

$$\frac{\partial R_{real}}{\partial \overline{R_{mSTD}}} = -\frac{R_{real} \cdot R_{nSTD}}{\overline{R_{mSTD}}^2} \quad (3.8)$$

Finalmente, la incertidumbre de R_{real} sería:

$$\sigma R_{real} = \sqrt{(\frac{R_{nSTD}}{\overline{R_{mSTD}}} \cdot \sigma \overline{R_m})^2 + (\frac{R_{real}}{R_{mSTD}} \cdot 0.01 \cdot R_{nSTD})^2 + (-\frac{R_{real} \cdot R_{nSTD}}{\overline{R_{mSTD}}^2} \cdot \sigma \overline{R_{mSTD}})^2}$$

(3.9)

Las concentraciones de ^{10}Be de la muestra se calculan mediante la siguiente ecuación.

$$[^{10}Be] = \frac{N_A}{M \cdot P_{M^9\,Be}} \left(R_{real} \cdot\ M_C - \ R_B \cdot M_{CB}\right) \tag{3.10}$$

donde R_{real} es el cociente de la muestra calculada con la ecuación 3.4, R_B es el cociente del blanco calculado, también con la misma ecuación que R_{real}, N_A es el número de Avogadro $6.023x10^{23}$ átomos/mol, M es la masa de la muestra (gr), P_M es el peso molecular del isótopo de ^{9}Be gr/mol, M_C es la masa de ^{9}Be (gr) añadido a la muestra, y M_{CB} es la masa del portador de ^{9}Be usado como blanco.

Para calcular la incertidumbre de la concentración de las muestras usamos la siguiente ecuación:

$$\sigma[^{10}Be] = \sqrt{(\frac{\partial[^{10}Be]}{\partial R_{real}} \cdot \sigma R_{real})^2 + (\frac{\partial[^{10}Be]}{\partial M_C} \cdot \sigma M_C)^2 + (\frac{\partial[^{10}Be]}{\partial R_B} \cdot \sigma R_B)^2 + (\frac{\partial[^{10}Be}{\partial M_{CB}} \cdot \sigma M_{CB})^2} \tag{3.11}$$

Haciendo las operaciones de cada derivada parcial, se calcula la incertidumbre de la concentración de ^{10}Be:

$$\frac{\partial[^{10}Be]}{\partial R_{real}} = \frac{N_A \cdot M_C}{M \cdot P_{M^9 Be}} \tag{3.12}$$

$$\frac{\partial[^{10}Be]}{\partial M_C} = \frac{N_A \cdot R_{real}}{M \cdot P_{M^9 Be}} \tag{3.13}$$

$$\frac{\partial[^{10}Be]}{\partial R_B} = \frac{N_A \cdot M_{CB}}{M \cdot P_{M^9 Be}} \tag{3.14}$$

$$\frac{\partial[^{10}Be]}{\partial M_{CB}} = \frac{N_A \cdot R_B}{M \cdot P_{M^9 Be}} \tag{3.15}$$

Al reemplazar las derivadas parciales en la ecuación 3.11, podemos obtener:

$$\sigma[^{10}Be] = \sqrt{(\frac{N_A \cdot M_C \cdot \sigma R_{real}}{M \cdot P_{M^9Be}})^2 + (\frac{N_A \cdot R_{real} \cdot 0.01 \cdot M_C}{M \cdot P_{M^9Be}})^2 + (-\frac{N_A \cdot M_{CB} \cdot \sigma R_B}{M \cdot P_{M^9Be}})^2 + (-\frac{N_A \cdot R_B \cdot 0.01 \cdot M_{CB}}{M \cdot P_{M^9Be}})^2}$$

(3.16)

Reemplazamos con el error de la M_C y de la M_{CB} y obtenemos:

$$\sigma M_C = 0.01 \cdot M_C \tag{3.17}$$

$$\sigma M_{CB} = 0.01 \cdot M_{CB} \tag{3.18}$$

La solución de la ecuación de la incertidumbre se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$\sigma[^{10}Be] = \frac{N_A}{M \cdot P_{M^9Be}} \cdot \sqrt{(M_C \cdot \sigma R_{real})^2 + (R_{real} \cdot 0.01 \cdot M_C)^2 + (-M_{CB} \cdot \sigma R_B)^2 + (-R_B \cdot 0.01 \cdot M_{CB})^2}$$

(3.19)

Capítulo IV

Objetivos e hipótesis

4.1 Objetivo general

Extraer el ^{10}Be meteórico de la muestra de roca volcánica mediante un proceso radioquímico y determinar la concentración de este isótopo, para evaluar en qué lavado tenemos una mayor eliminación de ^{10}Be meteórico.

4.2 Objetivos específicos

- Cuantificar cada concentración del isótopo ^{10}Be meteórico para cada tamaño de muestra y los diferentes lavados.

- Identificar que lavado de la muestra es más contundente en nuestro proceso radioquímico y donde se elimina la mayor cantidad de ^{10}Be meteórico.

Capítulo V

Materiales y método

5.1 Materiales

Para determinar las concentraciones de ^{10}Be meteórico, los insumos de laboratorio necesarios para el proceso radioquímico, previo al análisis en el sistema AMS fueron:

*Portador de ^{9}Be fue $Be_4O(C_2H_3O_2)_6$ estándar 1000 mg/l ICP, merck.

*Resina de la marca Dowex AGIX8 (100-200 mesh).

*Resina de la marca Dowex AG50W-X8 (200-400 mesh).

*Ácido oxálico 0.4 M.

* HCl 6 M y 1 M.

*Niobio (Nb) -325 mesh, Puratronic, 99.99% (metals basis excluding Ta), <500 ppm.

*Hidróxido de amonio (NH_4OH).

*HNO_3

*Vasos de precipitado de teflón

*Centrífuga

*Campana de gases

*Micropipetas

*Viales de 15 y 50 ml.

*Horno mufla.

La principal metodología que se utilizó fue la descrita por Shimaoka et.al. (2004), con modificaciones y adaptaciones de Padilla (2015). Cabe destacar que en el laboratorio las condiciones son diferentes a las descritas en los artículos referenciados, por lo que nuestra metodología es una nueva propuesta al trabajo realizado en otras investigaciones.

5.2 Recolección de muestras

El muestreo se realizó en un afloramiento de rocas del Xitle, en el campus de Ciudad Universitaria (CU) de la UNAM, en la Ciudad de México. El lugar fue considerado por la accesibilidad a muestras frescas de roca, y porque esta zona del Pedregal de San Ángel forma parte del flujo principal de lava del Xitle. En la figura 5.2 está señalado el sitio de recolección

de muestras llamado “Afloramiento Xitle-CU”, con las siguientes coordenadas: latitud 19.317613° y longitud -99.188665.

Las rocas del Xitle se caracterizan por su color oscuro, debido a la afinidad de elementos como Fe, Mg y Ca; son de tipo basáltico y, las grandes coladas de lava pueden alcanzar una altura superior a los 9 mts. Las lavas pahoehoe, nombre de origen hawaiano, forman extensos afloramientos como los que vemos en la figura 5.3, estas lavas son poco características en el CVTM, porque son poco viscosas y tienen un mayor contenido de sílice, lo que las hace peculiares, en comparación con otras estructuras volcánicas del CVTM con lavas viscosas y del tipo andesítico (Palacio & Guilbaud, 2015).

Figura 5.1. Afloramiento Xitle-CU, altura de la persona 1.60 mts.

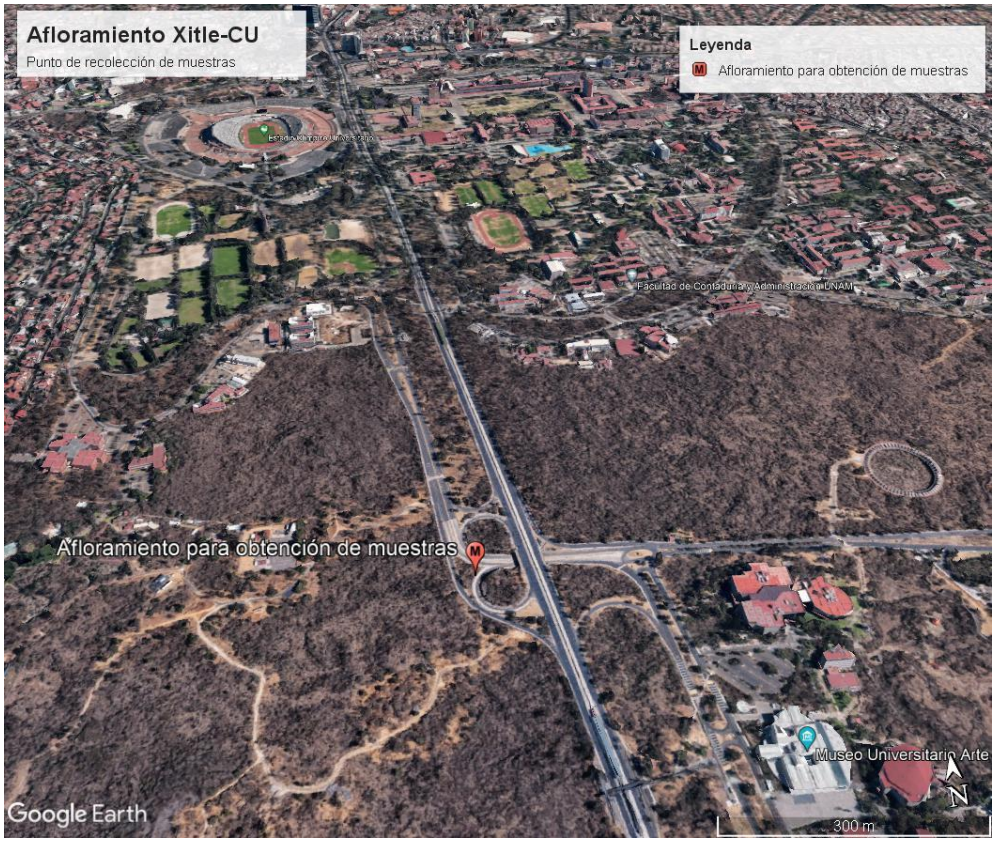

Figura 5.2 Recolección de muestras de roca del Volcán Xitle, Ciudad Universitaria 2020. Google Earth , 2021.

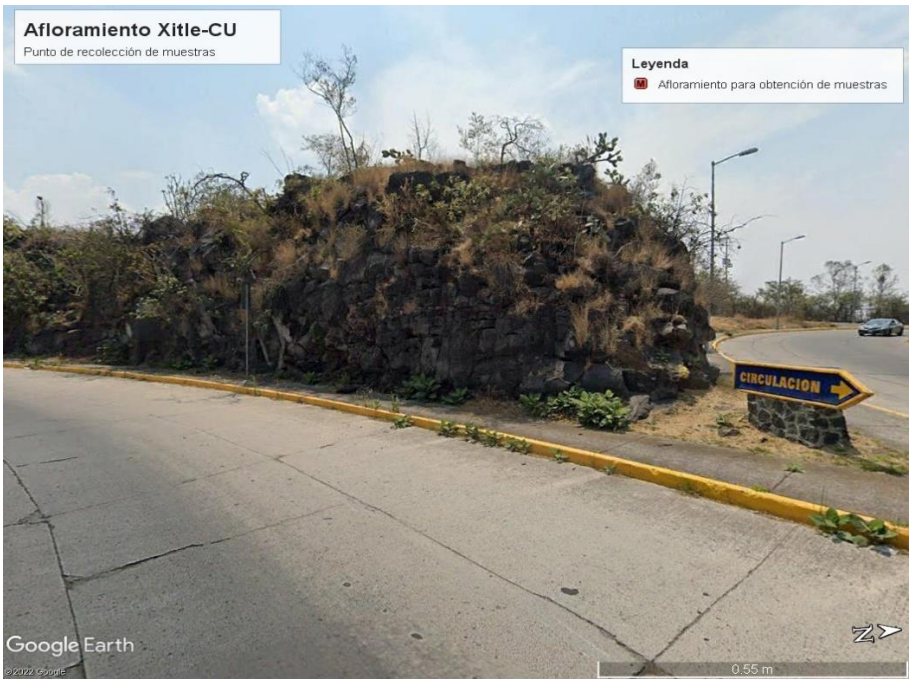

Figura 5.3 Afloramiento de la recolección de muestras, Ciudad Universitaria 2022. Google Earth 2022.

5.3 Preparación de muestras

Las muestras recolectadas en el afloramiento fueron molidas y tamizadas en los talleres del Laboratorio Universitario de Geoquímica Isotópica (LUGIS) del Instituto de Geofísica de la UNAM, obteniendo tamaños de partícula necesarios para la metodología de laboratorio. En primer lugar, se trituraron los bloques colectados, con martillo hasta un tamaño de 5 cm, después se granularon en una prensa hidráulica de 50 toneladas. Ya granulada la muestra se tamizaron en mallas de tamaños de partícula de 105µm, 210µm y 300µm.

Figura 5.4. Triturado de muestras

Figura 5.5 y 5.6. Prensa hidráulica, quebradoras y molinos del taller de LUGIS.

Pretratamiento de la muestra

Se cuarteo la muestra y se tomaron dos alícuotas de entre 11 y 15 g de muestra por cada uno de los 3 tamaños de partícula separados, cada alícuota se vertió en tubos de centrifuga de 50 ml y, se enjuagaron con agua ultrapura. Posteriormente se lavaron con 30 mL de HCl 6 M durante 2-4 hrs. Las muestras fueron centrifugadas a 4000 rpm durante 10 min, quedándonos con el sobrenadante. Este paso se repitió tres veces. Cada lavado de cada tamaño de grano de muestra y alícuota fue analizado por separado.

5.3.1 Lavados

Añadimos a un vaso de teflón 250 µL de disolución del portador ^{9}Be ($Be_4O(C_2H_3O_2)_6$ estándar 1000 mg/l ICP, Merck). Este portador nos ayuda en el cálculo de las concentraciones tras las mediciones en el AMS.

Posteriormente, cada lavado se vierte en el vaso de teflón y se deja reposar 1 hora para que el ^{9}Be se homogenice con toda la muestra. Rotulamos cada vaso con el tamaño de partícula y la alícuota, por ejemplo 300-1(300 µm de tamaño de partícula y alícuota 1).

Las muestras son evaporadas a sequedad en una parrilla calefactora. Una vez secas, se añade 5 mL de HCl 9 M y volvemos a evaporar a sequedad. Este paso se repitió 3 veces. Con este paso adaptamos las muestras a la resina de intercambio aniónico (Columna de Fe), que se realiza a continuación.

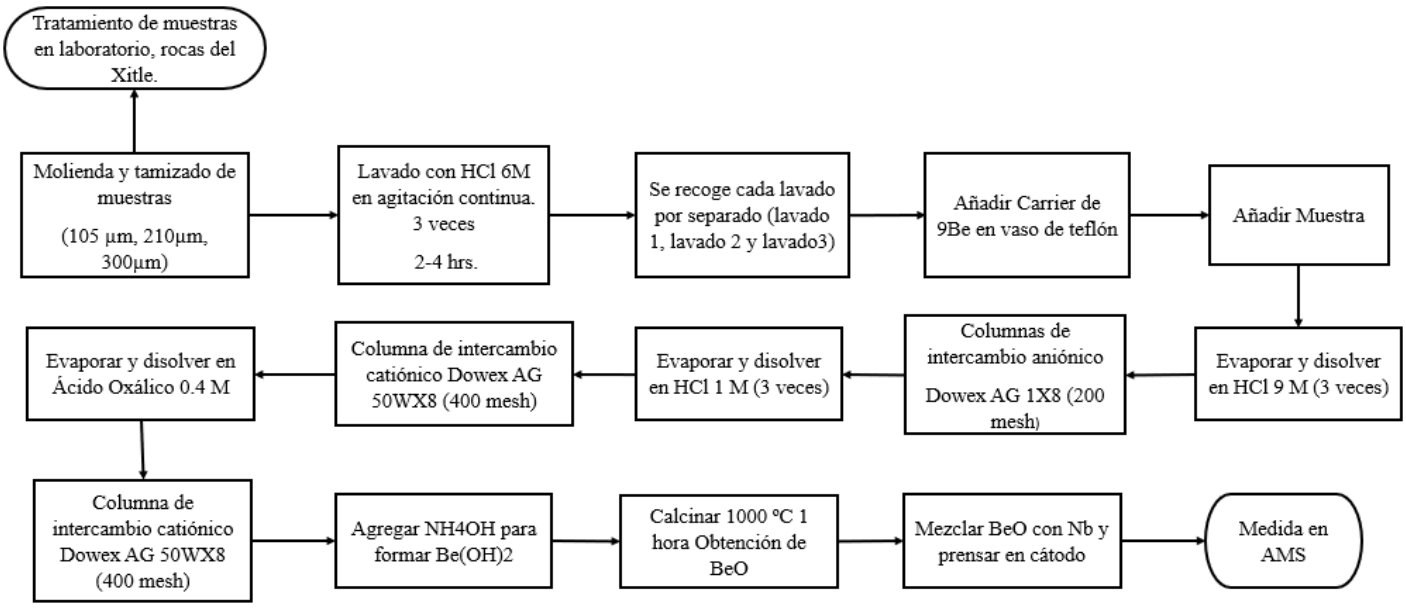

Figura 5.4 Diagrama del procedimiento radioquímico para la obtención de óxido de berilio en muestras de roca.

5.3.2 Paso de las muestras por las resinas

Los basaltos son la roca característica del volcán Xitle, estas rocas tienen una afinidad por elementos ferromagnesianos, un alto porcentaje de Fe, Mg, Al y Ca. Estas características definen el tipo de resina a utilizar. Las resinas de intercambio aniónico son añadidas en las columnas para eliminar elementos como Fe y Mg.

- *Columna de Fe (intercambio aniónico)*

La primera resina tiene como propósito eliminar el Fe, de las muestras. Cada muestra se pasa a través de la resina, y son eluídas en 20 mL de HCl 9 M. La muestra es evaporada y disuelta en HCl 1 M por tres veces. Con este paso acondicionamos la muestra para la siguiente resina. La resina de intercambio aniónico utilizada fue de la marca Dowex AGIX8 (100-200 mesh forma hidrógeno) (Padilla, 2019).

- *Columna de Al (intercambio catiónico)*

Después de ser disuelta preparamos HCl 1 M, las muestras pasan a través de la segunda resina de intercambio catiónico: para eliminar el Al y Ti. La resina utilizada fue de la marca Dowex 50W-X8 (200-400 mesh forma cloruro). La muestra es eluída en 10 ml de HCl 1M (Padilla, 2019).

- *Columna de Oxálico*

Con esta resina procederemos a purificar el Be presente en nuestra muestra. Para ello, las muestras son evaporadas a sequedad. Una vez secas, añadimos unas gotas de HNO_3 puro y dejamos reposar. Las muestras son lavadas con agua desionizada y trasvasadas a un tubo de centrifuga de 15 ml. De los lavados obtenemos un volumen final de 10 ml. Precipitamos la muestra con NH_4OH hasta alcanzar un pH de 8-9. Centrifugamos y desechamos el sobrenadante (Padilla, 2019).

Disolvemos el sólido en 4 ml de Ácido Oxálico 0.4 M. Si aparece precipitado quiere decir que nuestra muestra contiene demasiado Ca, el cual hemos de eliminar. Para ello, la muestra es centrifugada y nos quedaremos con la parte líquida desechando en este caso la parte sólida. La resina utilizada fue de intercambio catiónico de la marca Dowex 50W-X8 (200-400 mesh forma cloruro).

Las muestras se añaden a la resina, acondicionada con Ácido Oxálico 0.4 M, y son eluídas con HNO_3 1 M (Padilla, 2019).

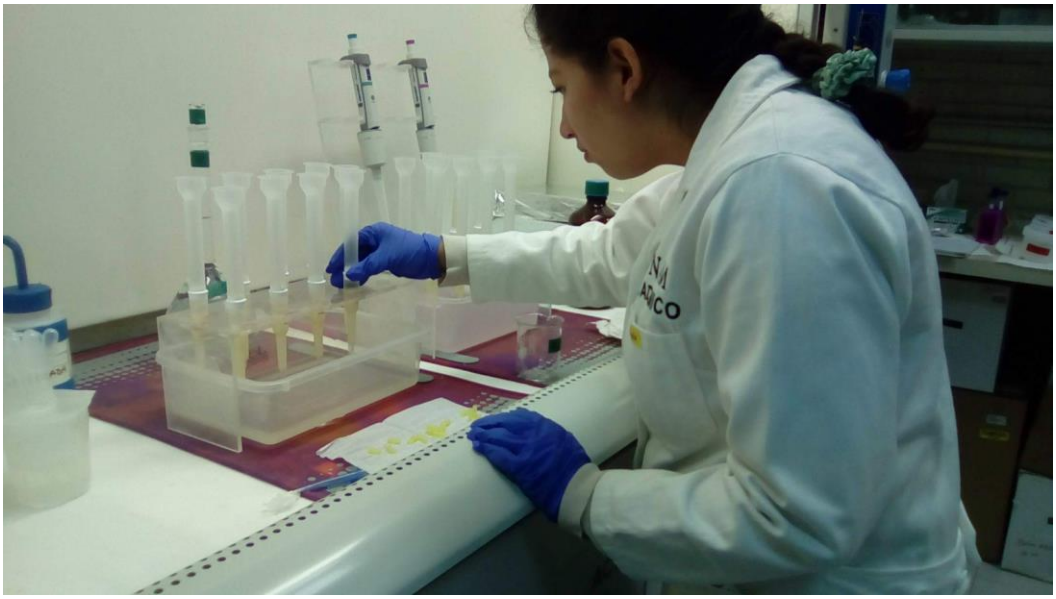

Figura 5.5. Preparación de las resinas para cada una de las muestras. LEMA, 2019.

5.3.3 Obtención de BeO

Después de la columna de intercambio catiónico y la elución de la muestra en HNO_3 1 M, dejamos secar en la placa y añadimos 3 ml de agua y algunas gotas de HCl, y dejamos reposar.

Lavamos las muestras con agua y la trasvasamos a tubo de centrifuga de 15 ml en un volumen total de 10 ml. Precipitamos $Be(OH)_2$ con 16 gotas de NH_4OH. Centrifugamos y nos quedamos con el sólido. Transvasamos el sólido a un crisol de cuarzo y lo calcinamos a 1000°C durante una hora en un horno mufla. Obtenemos así BeO, forma química para la introducción del Be en el sistema AMS (Padilla, 2015).

En un mortero de ágata, se mezcla el BeO con 4 mg Nb para poder prensarlo en el cátodo de Al que introducimos en el carrusel del AMS para su análisis.

Introducimos BeO en el AMS y durante su medición en la fuente de iones (zona de baja energía), se extraerá como $^{9\text{-}10}BeO^-$. El $^{10}BO^-$, isobaro del berilio, es el más difícil de eliminar durante todo el proceso radioquímico, y su presencia es detectada en los espectros que obtuvimos (Figura 6.3 y 6.4).

Figura 5.6. Prensa donde se mezcla el BeO con el Nb para preparar el cátodo que entra al AMS, LEMA 2019.

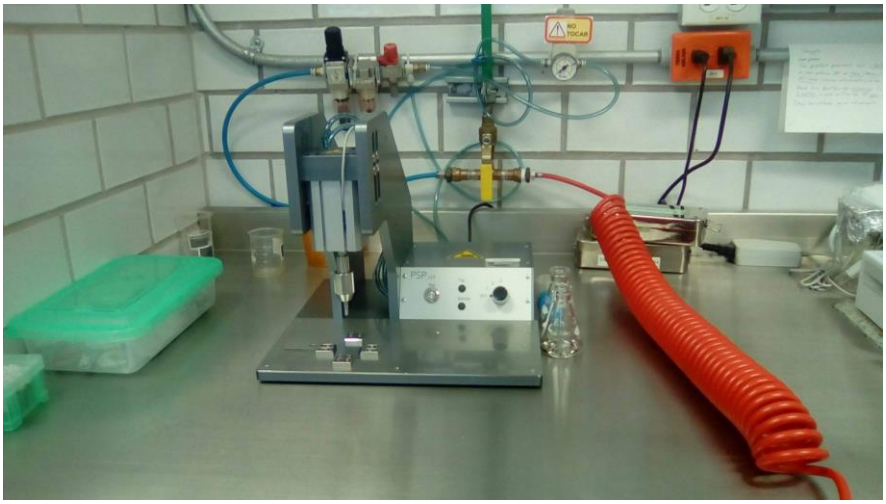

Figura 5.7 Prensa del LEMA, 2019.

Capítulo VI

Resultados y análisis

Como se describió en el capítulo anterior, las muestras se trituraron y tamizaron en tres diferentes tamaños de grano 300µm, 210µm y 105µm. Estas se subdividieron en dos alícuotas cada una, llegando a un total de 6 fracciones. Después de los tres lavados realizados a cada fracción, un total de 18 muestras fueron obtenidas, que se dividieron en grupos por tamaño de partícula (µm) y número de lavado.

Muestras	**Masa de la muestra (g)**	**^{9}Be (10^{-4} g)**	**^{10}Be/^{9}Be (10^{-12})**	**^{10}Be (10^{6} átomos/g)**
300-11	NM	NM	NM	NM
300-12	14.51	2.55	1.80 ± 0.37	2.08 ± 0.44
300-13	14.51	2.58	0.60 ± 0.07	0.67 ± 0.09
300-21	12.07	2.57	1.92 ± 0.16	2.68 ± 0.24
300-22	11.71	2.55	1.00 ± 0.13	1.37 ± 0.20
300-23	12.07	2.55	0.52 ± 0.06	0.68 ± 0.09
210-11	11.39	2.53	1.73 ± 0.30	2.52 ± 0.45
210-12	11.39	2.54	0.38 ± 0.15	0.52 ± 0.24
210-13	11.39	2.55	0.31 ± 0.03	0.42 ± 0.07
210-21	12.59	2.05	2.68 ± 0.21	2.89 ± 0.24
210-22	12.59	2.54	0.60 ± 0.06	0.78 ± 0.09
210-23	12.59	2.54	0.33 ± 0.18	0.40 ± 0.25
105-11	12.80	2.54	1.90 ± 0.15	2.48 ± 0.21
105-12	12.80	2.57	0.82 ± 0.11	1.06 ± 0.16
105-13	12.80	2.52	0.68 ± 0.10	0.85 ± 0.14
105-21	NM	NM	NM	NM
105-22	11.71	2.54	5.32 ± 1.06	7.67 ± 1.54
105-23	11.71	2.53	1.21 ± 0.10	1.70 ± 0.15

Tabla 6.1 Cuadro con masa de las muestras, masa del portador, cocientes (^{10}Be/^{9}Be) y concentraciones ^{10}Be (10^{6} átomos/g), NM; no medido.

Las concentraciones de ^{10}Be se calculan a partir de los cocientes isotópicos normalizados de ^{10}Be/^{9}Be, como se explicó en el capítulo II. De cada una de las muestras se trabajaron los cocientes isotópicos, además de datos como la masa y la cantidad de carrier añadida. Se

trabajó en hojas de Excel, para obtener las concentraciones finales de cada muestra, así como de los blancos y cálculos de errores. En la tabla 6.1 se muestran los resultados obtenidos de cada una de las muestras, ordenadas en filas por tamaño de partícula, alícuota y número de lavado. En las columnas se presentan la masa (g), cantidad de ^{9}Be añadido, la relación ^{10}Be/^{9}Be y el ^{10}Be transportado

Como se observa, tanto en la tabla 6.1 como en la gráfica 6.2, los valores de las concentraciones de ^{10}Be (átomos/g) en cada muestra disminuye en cada lavado, siendo la mayor concentración obtenida en el primer lavado. La mayor disminución de la concentración entre lavados, se encuentra entre el primer y el segundo lavado. En este caso, podemos observar que dicha disminución varía desde un 80% para la muestra 210-11, hasta un 50% para las muestras 300-2 y 105-1. La disminución entre el segundo y tercer lavado varía entre un 50% para las muestras 300-22 y 210-22, hasta el 20% de las muestras 210-22 y 105-12.

Podríamos decir, teniendo en cuenta los resultados, que en el pretratamiento de la muestra se necesitaría en principio, solo el primer lavado de la muestra. En realidad, para poder afirmar que solo necesitaríamos el primer lavado, necesitamos conocer la concentración real del ^{10}Be transportado desde el fondo marino y su posterior salida por el volcán, para poder comparar así las concentraciones y decidir cuántos lavados realizar. Esta concentración será determinada en una continuación del presente trabajo.

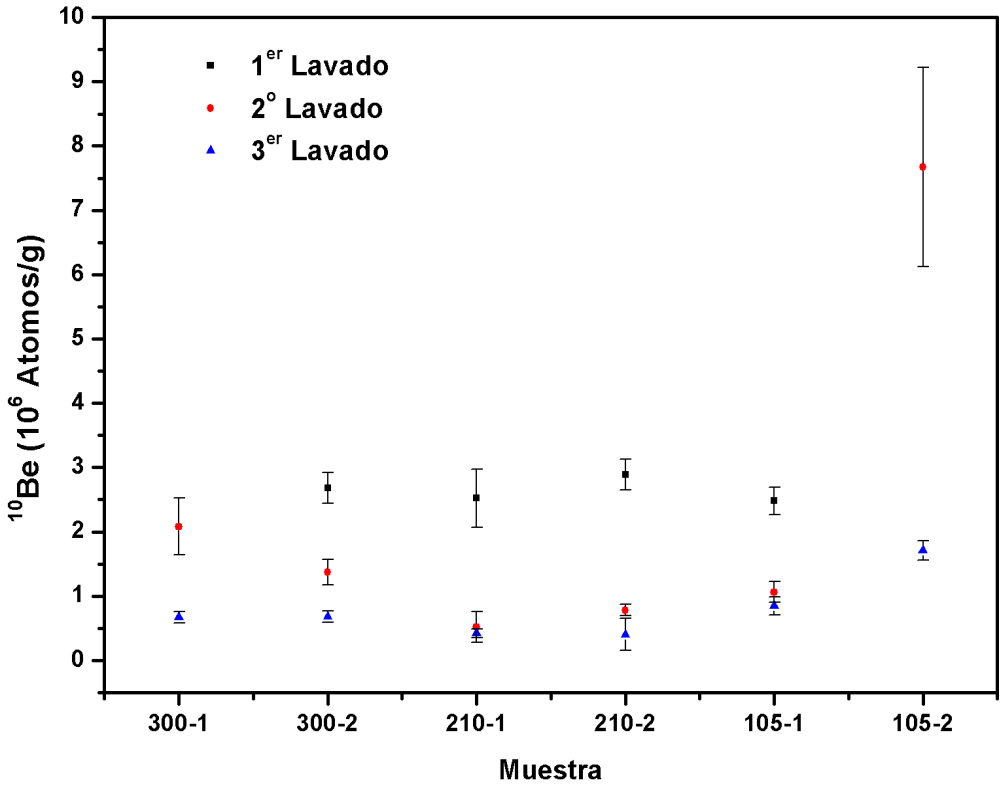

Figura 6.2 Concentraciones de ^{10}Be de las muestras, con sus incertidumbres.

Generalmente la incertidumbre de la concentración es mayor en el segundo lavado que en el primero. Esto puede deberse a que en el primer lavado hay una eliminación de ^{10}Be

meteórico muy efectiva, y que después de cada lavado vamos teniendo una menor cantidad de ^{10}Be, por lo que las cuentas que llegan al detector son mucho menores, lo que provoca un aumento en la incertidumbre. Estos valores nos ayudan a identificar que lavado es más efectivo. También, podemos comprobar la efectividad del método radioquímico y la precisión de la técnica de AMS, ya que no se necesita una gran cantidad de muestra para obtener buenos resultados en la medición de isótopos cosmogénicos, en este caso ^{10}Be.

Por otro lado, las muestras fueron trituradas y tamizadas en 3 diferentes tamaños de grano (300, 210 y 105 µm). El objetivo de los diferentes tamaños de grano es comprobar si la eficacia de los lavados puede guardar una relación con dicho tamaño. Según los resultados obtenidos, podemos observar que para ambas alícuotas de la muestra 210 se observan unos valores de concentración muy parecidos y además la mayor disminución entre el primer y el segundo lavado. Podríamos decir en principio, que tamizar la muestra a un tamaño menor a 210 µm sería la mejor opción para la eliminación del ^{10}Be meteórico.

Se observa que la muestra 105-22 posee una concentración mucho mayor que las demás. Este valor seguramente se encuentre relacionado a una posible contaminación de la muestra.

6.1 Espectros isotópicos

Cada uno de los espectros tiene dos zonas que reflejan la separación isotópica de ^{10}B y ^{10}Be. Debido a que el ^{10}B es el isóbaro del ^{10}Be, la zona de la derecha son las detecciones ^{10}Be y la zona de la izquierda son las detecciones de ^{10}B. Las cuentas que se observan en la zona de integración (ROI, zona oscura del espectro) corresponden a las cuentas de ^{10}Be.

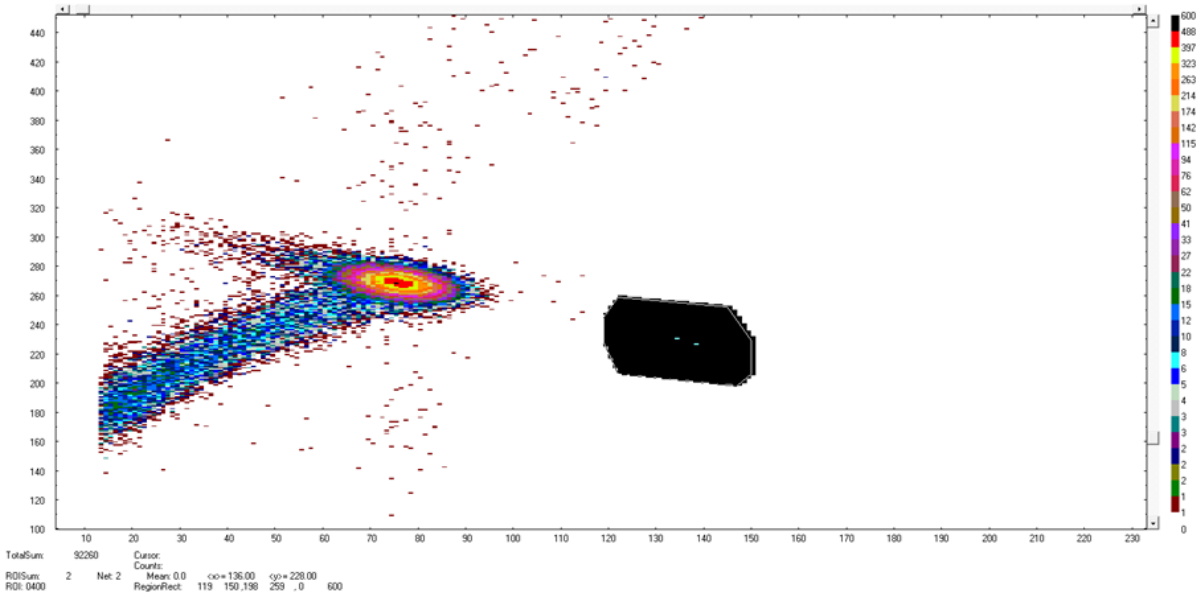

Figura 6.3 Espectro de detección de^{10}Be de la muestra 210 11.

El siguiente espectro de una muestra blanco, exhibe la alta sensibilidad del AMS al momento de hacer las mediciones. Los blancos procesados radioquímicamente de la misma forma que las demás muestras, pero en este caso solo llevan una cantidad conocida de ^{9}Be Carrier (Ortiz et.al., 2018), se espera que sus cocientes isotópicos sean menores a los que

tenemos en las muestras, además que nos permite ver un comparativo con los espectros que obtuvimos de la muestra y por supuesto del estándar.

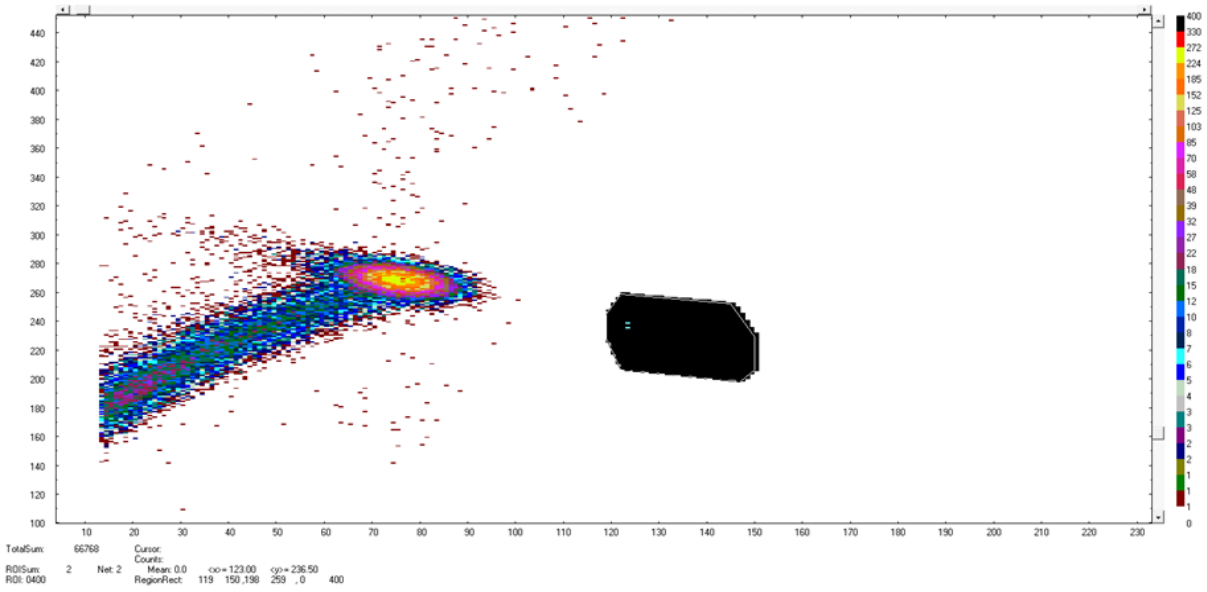

Figura 6.4 Espectro de detección de ^{10}Be del blanco trabajado durante todo el proceso radioquímico y AMS.

Los estándares son referencias que son introducidas en los cátodos del carrusel del AMS, que nos ayudan a tener una base de la confiabilidad del análisis, porque es un valor nominal ya conocido del cociente isotópico de interés. También nos permite conocer la calidad de la sintonización del sistema AMS. El espectro de la figura 4.4 nos ayuda a visualizar el isobaro y el isotopo del ^{10}Be. El estándar de nuestro trabajo corresponde a Nishiizumi STD 5.5 con un valor nominal del cociente isotópico de ^{10}Be/^{9}Be= 2.50x-^{11}.

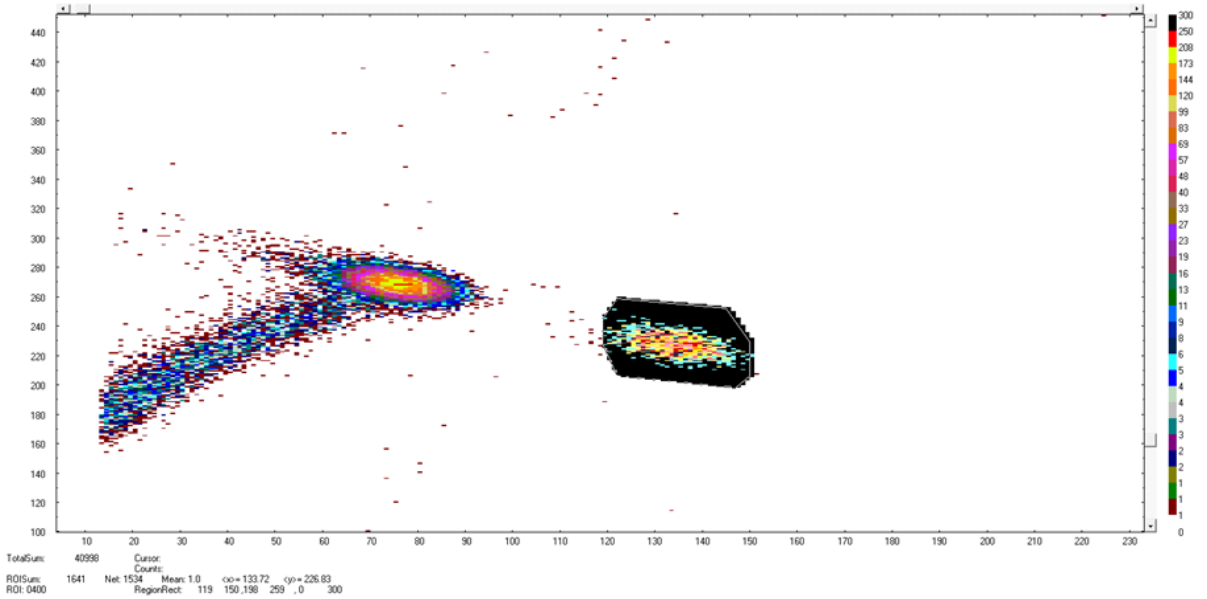

Figura 6.5 Espectro de detección de ^{10}Be del estándar STD 5.5 introducido en el AMS, en la misma medición que las muestras.

Capítulo VII

Discusión y conclusiones

Para poder determinar la concentración de ^{10}Be transportado desde el fondo marino hasta su salida por medio de la actividad volcánica, es necesario eliminar el ^{10}Be meteórico depositado en la superficie de la roca. En este trabajo, la caracterización y evaluación de dicho ^{10}Be meteórico en muestras de rocas volcánicas se ha llevado a cabo en el LEMA. Para ello, se ha introducido un nuevo método radioquímico en el laboratorio de isótopos cosmogénicos del LEMA, adaptado para este tipo de muestras.

Con los resultados obtenidos podemos concluir que en el primer lavado de la muestra se elimina la mayor cantidad de ^{10}Be meteórico, concretamente entre un 80 y un 50%. En los posteriores lavados, los valores de la concentración de ^{10}Be meteórico se diferencian entre el 50% y 20% e incluso una orden de magnitud del valor de concentración del primer lavado. Con ello también podemos concluir que la eliminación del ^{10}Be meteórico depositado en la superficie en el lugar de muestreo, puede ser eliminado casi en su totalidad con los dos primeros lavados.

En el estudio de la concentración y eliminación del ^{10}Be meteórico en función del tamaño de partícula de la muestra, observamos que la tamización de la muestra a un tamaño menor de 210 μm podría ser la mejor opción.

Referencias

Balco, G. (2006). Converting Al and Be isotope ratio measurements to nuclide concentrations in quartz. *Cosmogenic Nuclide Lab/University of Washington.* 1-6.

Cómo funciona un espectrómetro de masas, tipos de instrumentación e interpretación de datos espectrales de masas. (n.d.). News-Courier.Com. Retrieved December 17, 2021, from http://www.news-courier.com/tn/articles/how-a-mass-spectrometer-works-types-of-instrumentation-and-interpreting-mass-spectral-data-347878

Constantino Rodríguez, Luciano Daniel. (2011). "Método de tomografía eléctrica para determinar estructuras volcánicas". (Tesis de Licenciatura). Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, UNAM. Recuperado de https://repositorio.unam.mx/contenidos/3485907

Del Pozzo, A. M. (1982). Monogenetic vulcanism in sierra Chichinautzin, México. *Bulletin Volcanologique*, *45*(1), 9-24.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., & Carrasco-Núñez, G. (1999). Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. Geology, 27(4), 303-306.

Ferrari, L. (2016). Tectónica y volcanismo en el Cinturón Volcánico Trans Mexicano.https://www.academia.edu/21271279/Tect%C3%B3nica_y_volcanismo_en_el_Cintur%C3%B3n_Volc%C3%A1nico_Trans-Mexicano.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2007). Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. Geological Society of America Special Papers, 422, 129-181.

Macías, J. L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(3), 379-424.

Mazzarini, F., Ferrari, L., & Isola, I. (2010). Self-similar clustering of cinder cones and crust thickness in the Michoacán–Guanajuato and Sierra de Chichinautzin volcanic fields, Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, *486*(1-4), 55-64.

Monaghan, M.C., Klein, J. and Measures, C.I. (1988). The origin of 10Be in island-arc volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*. 89. (3–4): 288-298.

Morris, J. D., Gosse, J., Brachfeld, S., & Tera, F. (2002). Cosmogenic Be-10 and the Solid Earth: Studies in geomagnetism, subduction zone processes, and active tectonics. In Beryllium: Mineralogy, Petrology, and Geochemistry (pp. 207-270).

Nishiizumi, K., Klein, J., Middleton, R., & Craig, H. (1990). Cosmogenic ^{10}Be, ^{26}Al, and ^{3}He in olivine from Maui lavas. Earth and Planetary Science Letters, 98(3-4), 263–266.

Nishiizumi, K., Imamura, M., Caffee, M.W., Southon, J.R., Finkel, R.C. and McAninch, J. (2007). "Calibración absoluta de estándares ^{10}Be AMS." *Nucl. Instrum. Methods Phys*. Res., Sect. B. 258.(Copyright (C) 2015 American Chemical Society (ACS). All Rights Reserved): 403-413.

Ortiz y Salazar, M.E, Rosales, C.S., y Lomelí E.C. Espectrometría de Masas con Aceleradores. Laboratorio Nacional. Universidad Nacional Autónoma de México, 2018.

Padilla, S. D. (2015). *Medidas de ^{10}Be y ^{26}Al en espectrometría de masas con acelerador de baja energía en el Centro Nacional de Aceleradores* (Doctoral dissertation, Universidad de Sevilla).

Padilla, S., Lopez-Gutierrez, J. M., Manjón, G., García-Tenorio, R., Galván, J. A., & García-León, M. (2019). Meteoric ^{10}Be in aerosol filters in the city of Seville. Journal of environmental radioactivity, 196, 15-21.

Palacio Prieto, J. L., & Guilbaud, M.-N. (2015). Patrimonio natural de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel y áreas cercanas: sitios de interés geológico y geomorfológico al sur de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 227–244. https://doi.org/10.18268/bsgm2015v67n2a7

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

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P. Y Abrams, M. (2004). Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico-City: implications for archaeology and future hazards. Bull. Volcano. 66: 203-225.

Siebe, Claus. (2009). La erupción del volcán Xitle y las lavas del Pedregal hace 1670± 35 años AP y sus implicaciones. *En Biodiversidad del ecosistema del Pedregal de San Ángel* (pp. 43–50).

Shimaoka, A., Sakamoto, M., Hiyagon, H., Matsuzaki, H., Kaneoka, I., & Imamura, M. (2004). Meteoric ^{10}Be in volcanic materials and its behavior during acid-leaching. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms, 223, 591-595.

Velasco Tapia, F. (2003). Procesos de evolución magmática en la Sierra de Chichinautzin, Cinturón Volcánico Mexicano. Ciencia UANL, 6(1), 45-52.

Wallace, P.J., Carmichael, I.S.E. (1999). Quaternary volcanism near the Valley of Mexico: implications for subduction zone magmatism and the effects of crustal thickness variations on primitive magma compositions: Contributions to Mineralogy and Petrology, 135, 291–314.