



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

FUENTES, ORÍGENES Y SISTEMAS DE FORMACIÓN
DE LA PRECIPITACIÓN EN LA CIUDAD DE MÉXICO,
MEDIANTE EL USO DE ISÓTOPOS ESTABLES

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

LICENCIADA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

SOFÍA GONZÁLEZ RÍOS

TUTORA:

DRA. LYSSETTE ELENA MUÑOZ VILLERS

Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 2022





Universidad Nacional
Autónoma de México



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.

Datos de la alumna

González
Ríos
Sofía
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
314031255

Datos de la tutora

Dra.
Muñoz
Villers
Lyssette Elena

Datos del sinodal 1

Dr.
Montero
Martínez
Guillermo

Datos del sinodal 2

Dra.
Ordóñez
Pérez
Paulina

Datos del sinodal 3

Dr.
Pérez
Quezadas
Juan

Datos del sinodal 4

Dr.
Cejudo
Espinosa
Eduardo

Datos del trabajo escrito

Fuentes, orígenes y sistemas de formación de la precipitación en la Ciudad de México,
mediante el uso de isótopos estables

81 pp.
2022

*A mis padres, Yolanda y Ernesto;
a mi hermana Carolina;
a mi compañero de vida, Ramiro*
♡♡♡♡

*We live in hope of deliverance
from the darkness that surrounds us
-Paul McCartney*

Agradecimientos

Institucionales

Quiero agradecer a mi asesora, la Dra. Lyssette Muñoz Villers, por guiarme en esta última etapa de mi vida universitaria. Por todas sus enseñanzas, su paciencia y apoyo para escribir esta tesis.

Asimismo, quisiera agradecer a mis sinodales por tomarse el tiempo de revisar y corregir este trabajo para poder presentarlo en su mejor versión.

Al programa PAPIIT-DGAPA, UNAM (No. IN104619) por la financiación el proyecto *Evaluación del desempeño de azoteas verdes en la retención de escurrimientos y contaminantes: caso Ciudad de México*, del cual forma parte esta investigación. Tal programa estuvo bajo la responsabilidad de la Dra. Lyssette Muñoz Villers. Tanto la colecta de datos y muestras y los análisis de laboratorio se llevaron a cabo bajo dicho proyecto. Asimismo, agradezco la beca otorgada durante 12 meses y la oportunidad de presentar en forma presencial parte de este trabajo en la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana 2021, llevado a cabo en Guadalajara, Jalisco.

A la M. en C.T. Gabriela Cano Vázquez por su apoyo en la toma de muestras y en la elaboración de la base de datos de la precipitación.

Al Instituto de Biología y el Jardín Botánico de la UNAM por los permisos y las instalaciones brindadas.

Al Centro de Biogeoquímica de Isótopos Estables de la Universidad de California-Berkeley, por realizar los análisis isotópicos.

A la Facultad de Ciencias por el conocimiento adquirido dentro y fuera de sus aulas y por brindarme la oportunidad de conocer a personas extraordinarias.

Agradezco también a los y las profesoras que fueron parte de mi formación académica, y sobre todo a aquellos que además fueron parte de mi formación personal. Un agradecimiento especial a Isabel Mejía, por sus enseñanzas, apoyo y motivación.

Personales

Quiero expresar mi más grande agradecimiento a mis padres, Yolanda y Ernesto, por todo el apoyo y sostén que me han brindado. Sin ustedes nada de esto habría sido posible. Gracias mamá por ser un ejemplo de alegría y lucha incansable. Y gracias papá por todo el apoyo durante los años de universidad.

También quiero agradecer a mi hermana, Carolina, por ser la mejor hermana mayor y compartir camino conmigo desde el inicio. Eres un gran ejemplo para mí.

Agradezco enormemente a Ramiro, quien me brindó su compañía y apoyo durante todo el proceso de escritura de esta tesis. Gracias infinitas por creer siempre en mí y por recordarme de lo que soy capaz, y sobre todo, gracias por tu amor incondicional. Te amo inmensamente.♡

Agradezco a las amigas y amigos que me acompañaron durante la carrera. No sólo fueron compañeros(as) de aula, sino que fueron compañeros(as) de vida, y además de compartir momentos invaluableles, me brindaron su amistad y me ayudaron a crecer como persona. En especial quiero agradecer a Ale, Ari, Ana Fer, May y Xime, por todas las risas y momentos que compartimos en la carrera. A Zubia y Ari, por todas las tardes de biblioteca. A Emanuel, Yeccan, Iván, Ari y Yutzil por todas las aventuras en la *terracueva*. En general, quiero agradecer a todos(as) aquellos(as) amigos y amigas con quienes pude compartir este camino.

Quiero agradecer también a mis compañeros(as) y amigos(as) de Servicio Social, Iván, Esteban y Luciana, y a nuestra mentora, Ivonne San Miguel por creer en nuestro proyecto. Gracias por recordarme la importancia de la difusión y divulgación de la ciencia.

Por último, agradezco a todas las personas que, directa o indirectamente, contribuyeron para que culminara este trabajo.

Índice general

Índice de figuras	VII
Índice de tablas	IX
Resumen	1
1. Introducción	3
1.1. Antecedentes	3
1.1.1. Estudios isotópicos en México	5
1.1.2. Estudios isotópicos de lluvia en la región de estudio	8
1.2. Objetivo general	9
1.2.1. Objetivos particulares	9
2. Marco Teórico	11
2.1. Formación de nubes y precipitación	11
2.2. Fundamentos de los isótopos	12
2.3. Isótopos estables del agua	13
2.4. Notación δ	14
2.5. Fraccionamiento isotópico	15
2.6. Factor de fraccionamiento	16
2.7. Destilación de Rayleigh	17
2.8. Efectos isotópicos en la precipitación	19
2.9. Línea de Agua Meteorica Global y Local	22
2.10. Exceso de deuterio	24
3. Metodología	25
3.1. Descripción del área de estudio	25
3.2. Medición de precipitación, muestreos y análisis isotópicos	27

3.3. Análisis de datos	29
3.3.1. Exploración de datos de la lluvia	29
3.3.2. Cálculo del exceso de deuterio (d) y Línea de Agua Meteórica Local (LAML)	30
3.4. Obtención de las trayectorias de las masas de aire mediante el programa HYSPLIT	30
3.4.1. Clasificación de las trayectorias de las masas de aire	32
3.4.2. Asignación de eventos meteorológicos asociados a cada trayectoria	32
3.4.3. Clasificación de los fenómenos asociados a la precipitación y prue- bas de hipótesis	34
3.5. Modelo aditivo generalizado para explicar la composición isotópica de la precipitación	35
4. Resultados	39
4.1 Precipitación	39
4.2 Composición isotópica de la precipitación	40
4.3. Línea de Agua Meteórica Local	41
4.4. Exceso de deuterio (d)	42
4.5. Dirección de las masas de aire y principales fuentes de humedad	44
4.6. Sistemas atmosféricos asociados a la precipitación	45
4.7. Firmas isotópicas por categoría	47
4.8. Modelo Aditivo Generalizado	51
5. Discusión	55
5.1 Composición isotópica de la lluvia	55
5.2. Exceso de deuterio: contribución por reciclaje de humedad terrestre en la precipitación	59
5.3. Origen y trayectoria de las masas de aire responsables de la formación de lluvia	61
5.4. Sistemas atmosféricos responsables de la formación de lluvia	63
5.5. Firmas isotópicas asociadas a los sistemas atmosféricos	66
5.6. Modelo Aditivo Generalizado	67
6. Conclusiones	69
Bibliografía	72

Índice de figuras

1.	Fraccionamiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en el proceso de precipitación, desde la evaporación de las aguas marinas superficiales, la formación de las nubes y la introducción de dicha masa al continente. Modificada de Xi (2014).	18
2.	Tendencia de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ a nivel mundial en muestras de agua de ríos, lagos, lluvia y nieve. En el eje-x se presentan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y en el eje-y se presentan los valores de $\delta^2\text{H}$, ambos en permil (‰) Se observa que existe una correlación muy definida, que se puede explicar mediante la ecuación $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$. Los puntos en el gráfico que no siguen esta línea provienen de muestras de cuencas cerradas. Figura tomada de Craig (1961).	23
3.	Variaciones en la LAML de acuerdo con los procesos y condiciones de formación de la precipitación. Figura tomada de Xi (2014).	23
4.	Localización del sitio de estudio dentro de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel, Ciudad de México.	26
5.	Precipitación y temperatura media anual en el periodo de 1963 a 2016 registradas en el Observatorio Meteorológico del Colegio de Geografía de la Facultad de Filosofía y Letras de la UNAM (19° 11' 50" N, 99°11'03" O)	27
6.	Precipitación y temperatura media mensual en el periodo de 1963 a 2016 registradas en el Observatorio Meteorológico del Colegio de Geografía de la Facultad de Filosofía y Letras de la UNAM (19° 11' 50" N, 99°11'03" O)	28
7.	Trayectoria de la masa de aire con fecha de término del 02 de junio de 2019 a la 1:00 am (UTC), calculada a 96 horas hacia atrás mediante el modelo HYSPLIT.	33
8.	Representación gráfica de los GAM. Tomado de Larsen (2015)	35

9.	Histograma de datos del $\delta^{18}\text{O}$ (n=41)	37
10.	Histograma de datos del $\delta^2\text{H}$ (n=37)	38
11.	Distribución horaria de la precipitación registrada durante la temporada de lluvias de 2019 en el Área Experimental de Azoteas Verdes, Jardín Botánico de la UNAM, campus Ciudad Universitaria, CDMX .	40
12.	Línea de Agua Meteórica Local (LAML) para el sitio de estudio (línea azul) comparada con la Línea de Agua Meteórica Global (LAMG) (línea punteada). Los círculos rellenos en diferentes colores representan la precipitación clasificada de acuerdo al tamaño de los eventos	41
13.	Valores de exceso de deuterio obtenidos durante la temporada de lluvias de 2019 en la zona de estudio.	43
14.	Valores de exceso de deuterio por rangos de precipitación	44
15.	Frecuencias de las direcciones de trayectorias de aire calculadas por HYSPLIT	46
16.	Principales fuentes de humedad determinados por las trayectorias obtenidas en HYSPLIT. El punto negro de donde parten todas las trayectorias corresponde al sitio de muestreo.	46
17.	Diagrama de caja y bigotes de la información isotópica ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y d) de las distintas categorías.	49
18.	Precipitación por categoría: <i>in situ</i> (A) y acumulada durante la trayectoria (B)	50
19.	Gráficas del modelo GAM para explicar la variación de $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras. Los valores del eje-y deben interpretarse con un signo negativo. (TTN: Temperatura de tope de nube)	53
20.	Gráficas del modelo GAM para explicar la variación de $\delta^2\text{H}$ en las muestras. Los valores del eje-y deben interpretarse con un signo negativo. (TTN: Temperatura de tope de nube)	54

Índice de tablas

1.	Características de los isótopos de O y H. Tabla modificada de Ortega (2006).	14
2.	Propiedades físicas de las distintas moléculas de agua. Tomado de Hoefs (2009)	14
3.	Razones de isótopos absolutas conforme el estándar VSMOW. Modificado de Hoefs (2009)	15
4.	Estadística descriptiva de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la lluvia	40
5.	Comparación y agrupación de categorías de los sistemas atmosféricos	47
6.	Categorías de los sistemas atmosféricos asociados a la generación de lluvia	48
7.	Resultados de los modelos Aditivos Generalizados. (TTN: Temperatura de tope de nube)	52
8.	Ecuaciones de LAML obtenidas en trabajos cercanos al sitio de estudio	57

Resumen

Los isótopos estables son formas no radiactivas de átomos de algún elemento y se aplican en una gran variedad de estudios hidrológicos. En el caso de la precipitación, los isótopos estables más abundantes de los elementos que la componen (oxígeno-18 (^{18}O) y deuterio (^2H)) se utilizan como trazadores, lo que proporciona información sobre su origen, fuentes y procesos de formación. Por ello, analizar la composición isotópica de la lluvia es de gran importancia y puede contribuir enormemente en el entendimiento del ciclo del agua. En este contexto, existen pocos estudios realizados en ambientes continentales y urbanos.

El presente trabajo examinó la variación isotópica de la lluvia en la Ciudad de México, colectada en el campus Ciudad Universitaria de la UNAM, al sur-poniente de la Ciudad, durante el periodo mayo-noviembre de 2019. La línea de agua meteórica obtenida fue $\delta^2\text{H} = 8.28\delta^{18}\text{O} + 15.39\text{‰}$, la cual se comparó con la Línea de Agua Meteórica Global con el fin de conocer tanto el origen de las masas de aire responsables de dicha precipitación, como posibles sucesos de fraccionamiento isotópico ocurridos en su trayectoria. Del mismo modo, se analizó el parámetro exceso de deuterio para dilucidar si la lluvia sufrió procesos de re-evaporación durante el trayecto. Al respecto, los resultados mostraron un alto reciclaje de humedad en la precipitación, por lo que se infiere que la evapotranspiración es una fuente importante dentro del ciclo hidrológico de la región.

Utilizando el modelo HYSPLIT, se trazaron las trayectorias que siguieron las masas de aire correspondientes a cada evento de precipitación, con el fin de conocer las fuentes principales de la lluvia para el sitio de estudio, así como los principales

sistemas atmosféricos asociados a la precipitación. Los resultados mostraron que las masas de aire provienen de diversas fuentes, tanto de las masas de agua oceánica que limitan el territorio (Golfo de México, Mar Caribe y Océano Pacífico), como del área continental, lo cual respalda los resultados de los altos valores de exceso de deuterio encontrados.

Por otro lado, se identificaron los canales de baja presión como los sistemas atmosféricos más frecuentes y responsables de la generación de lluvia en el periodo muestreado. Sin embargo, sistemas asociados con la entrada de humedad debido a Ondas del Este o a disturbios tropicales, fueron los que ingresaron las mayores cantidades de precipitación. En un intento por determinar si los diferentes sistemas atmosféricos cuentan con una firma isotópica específica, se realizaron pruebas estadísticas para evaluar diferencias entre grupos, sin embargo, los grupos se comportaron de forma similar.

Finalmente, se examinaron las posibles variables que influyen en la composición isotópica de los eventos muestreados de lluvia. Para ello se construyó un Modelo Aditivo Generalizado (GAM) incorporando variables como la precipitación, precipitación acumulada en la trayectoria, intensidad del evento y temperatura del tope de nube. No obstante, los resultados de estos modelos no explicaron más del 50 % de la composición de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, lo cual responde posiblemente a la alta dispersión de los datos, y a la falta de otras variables para explicar dicha composición, además de que resalta la necesidad de contar con bases de datos más robustas para poder hacer modelos más precisos.

Palabras clave: precipitación, isótopos estables, exceso de deuterio, fuentes de humedad, sistemas atmosféricos, Ciudad de México

1. Introducción

1.1. Antecedentes

La Tierra es un sistema complejo debido a las múltiples interacciones que suceden en él para el buen funcionamiento de los ecosistemas. De ahí la importancia de los ciclos biogeoquímicos, dentro de los cuales se encuentra el ciclo hidrológico. De acuerdo con Mook (2002) el ciclo del agua constituye el soporte básico para la producción primaria, además de permitir las condiciones de temperatura favorables para la vida en la Tierra debido a su estrecha conexión con la atmósfera. Dentro de este ciclo, las entradas de precipitación en la superficie terrestre son un componente de suma importancia, proporcionando agua a los ecosistemas a través de la humedad en suelo, recarga del subsuelo, y generación de flujos y caudales en cuencas (Mook, 2002).

La fuente principal de humedad atmosférica en las regiones tropicales se ubica en el cinturón subtropical, y los mayores flujos ocurren de este a oeste generalmente (Gat, 2010). Investigar los orígenes y fuentes de transporte del vapor de agua, así como de los procesos de formación de la precipitación para sitios en el trópico, contribuye a una mayor comprensión del ciclo hidrológico local y regional, pues permite evaluar la contribución de distintas fuentes de agua, así como conocer el papel de la evapotranspiración en el reciclaje de humedad¹ y la generación de lluvia.

Una de las herramientas que se ha utilizado para el estudio de los flujos dentro del ciclo hidrológico son las técnicas basadas en isótopos estables del agua. Las mo-

¹Entiéndase por reciclaje de humedad como el proceso en donde el agua precipitada previamente vuelve a evaporarse, formando parte nuevamente de la humedad atmosférica, y teniendo el potencial de volver a condensar y precipitar si las condiciones ambientales son favorables para ello.

léculas de agua que contienen átomos de alguno de estos isótopos tienen propiedades distintas al isotopólogo convencional $^1H_2^{16}O$ (Gat, 2010). Debido a la poca abundancia relativa de moléculas de agua que contienen isótopos estables (*i.e.* $^1H_2^{18}O$, $^2H_2^{16}O$ y $^2H_2^{18}O$), éstas pueden funcionar como trazadores del movimiento del agua que se suscita en el sistema terrestre. Para el agua atmosférica, por ejemplo, los isótopos estables proporcionan información sobre las fuentes de agua y los diversos fenómenos que ocurren dentro del transporte de humedad; también es posible evaluar procesos de evaporación y reciclaje de agua, o bien si tuvieron lugar eventos de precipitación de alta cantidad e intensidad de lluvia, entre otros.

En la década de los sesenta del siglo XX se publicaron varios artículos que sentaron las bases en cuanto al conocimiento isotópico en la precipitación. El primero de ellos fue el de Craig (1961), quien mostró la relación entre el contenido de 2H y ^{18}O en muestras de agua meteóricas de diversas partes del mundo, y determinó que esa relación seguía un comportamiento de tipo lineal. Posteriormente, Dansgaard publicó en 1964 el artículo *Stables Isotopes in Precipitation*, ambos trabajos se consideran pioneros en la materia.

Fue también a partir de esa década que el Organismo Internacional de Energía Atómica (IAEA, por sus siglas en inglés) y la Organización Meteorológica Mundial iniciaron la Red Global de Isótopos en la Precipitación (GNIP, por sus siglas en inglés), la cual es una red mundial de monitoreo de isótopos estables en la precipitación, cuya base de datos ha sido utilizada para la realización de diversas investigaciones científicas desde entonces. Como ejemplo están los trabajos de Rozanski et al. (1993) y Araguas et al. (1996), quienes examinaron los datos recopilados en las estaciones de la GNIP hasta ese momento, y encontraron tendencias globales y latitudinales en los valores de δ^2H y $\delta^{18}O$.²

En cuanto a las regiones tropicales, diversos estudios han explorado la composición isotópica de la precipitación. Por mencionar algunos ejemplos, el trabajo de

²Comúnmente se utiliza en la literatura la notación δ^2H y $\delta^{18}O$ para reportar la composición isotópica de la lluvia. Se explicará con más detalle esta notación en la siguiente sección.

Gonfiantini (1985) analizó los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las estaciones tropicales de la GNIP, tanto en islas como en el interior del continente. Posteriormente, Gonfiantini et al. (2001) examinaron múltiples muestras recolectadas en zonas tropicales, específicamente en el Monte Camerún (África) y en el altiplano amazónico de Bolivia (Sudamérica), encontrando variaciones de la composición de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ con la altitud y estacionalidad de la lluvia.

Asimismo, se han realizado investigaciones enfocadas a regiones tropicales de montaña, como el artículo de Rhodes et al. (2006), que analiza la composición isotópica del bosque tropical de montaña en Monteverde, Costa Rica, durante las temporadas de secas y de lluvias. De igual modo se han examinado las variaciones en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras de agua pluvial en bosques tropicales de montaña en Ecuador, en donde también se han encontrado diferencias estacionales y gradientes altitudinales (Windhorst et al., 2013).

En las últimas décadas, también se ha incursionado en el análisis de isótopos estables del agua pluvial y su relación con los sistemas atmosféricos asociados a la formación de precipitación. Al respecto, Midhun et al. (2018) caracterizaron la composición isotópica de la precipitación durante el Monzón de la India, y Risi et al. (2008) lo hicieron para el monzón africano. Por su parte, Sánchez-Murillo et al. (2019) examinaron la variabilidad isotópica durante el paso de un ciclón tropical en Costa Rica.

1.1.1. Estudios isotópicos en México

En México, la IAEA instaló en 1962 dos estaciones en los estados de Chihuahua ($28^{\circ}63'$ N, $106^{\circ}07'$ O) y Veracruz ($19^{\circ}20'$ N, $93^{\circ}13'$ O) que forman parte de la GNIP. La información proporcionada por esas estaciones sirvió como un primer acercamiento al conocimiento de la composición isotópica en dichos estados, pero queda claro que es insuficiente para conocer la información isotópica y sus variaciones dentro del territorio mexicano (Rebeles-Martínez, 2017). Si bien se tenía información desde los años 60 del siglo pasado de las estaciones instaladas por la GNIP, el primer estudio que intentó complementar dicha red fue el de Castillo et al. (1985), quienes lograron

instalar una red de 18 estaciones distribuidas en varias partes del país. En dicho trabajo se mostró una correlación entre los datos de $\delta^{18}\text{O}$, la temperatura media del aire y la altitud.

Durante las décadas de los 80 y 90 del siglo XX se realizaron muy pocos estudios centrados en analizar únicamente la composición isotópica de la precipitación. No obstante, se publicaron algunos de ellos con el fin de conocer las características del mayor componente de entrada de agua a los acuíferos, así como la dinámica de recarga de estos. Para ello se analizaron en conjunto muestras de agua meteórica y subterránea. Como ejemplo se encuentra el trabajo de Morales et al. (1989), ubicado en la parte noroccidental del estado de Morelos, o el de Villegas et al. (1989), realizado en Chihuahua. Dichos trabajos se encuentran publicados en la antología realizada por la IAEA (1989) sobre estudios de hidrología isotópica en América Latina.

En la década del 2000, destaca el artículo realizado por Wassenaar et al. (2009) el cual presenta un mapa de distribución del $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de aguas meteóricas a lo largo del territorio mexicano. Sin embargo, debido a la ausencia de una red de monitoreo de isótopos estables en la precipitación en ese entonces, además de las dos estaciones de la GNIP, el mapa elaborado por estos autores se realizó utilizando información de muestras de agua subterránea de escasa profundidad, bajo la premisa de que la composición isotópica de ésta no dista mucho de la composición isotópica del agua meteórica.

Años después, un segundo intento de presentar un mapa con la distribución de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación a lo largo del país fue llevado a cabo por parte de Rebeles-Martínez (2017). Esta autora realizó un mapa de distribución basado en datos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de aguas meteóricas y subterráneas muestreados anteriormente por la IAEA y la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, así como por algunas universidades estatales.

En 2017, el Instituto Mexicano de Tecnología del Agua (IMTA), instauró la Red Nacional de la Composición Isotópica y Química de la Precipitación Pluvial (RE-

NIP), la cual fue ampliada un año después. La red consiste en 28 colectores de lluvia distribuidos a lo largo del país y cubre distintas provincias fisiográficas y gradientes de precipitación. La lluvia es muestreada mensualmente y enviada a un laboratorio para su análisis. A largo y mediano plazo, la instalación de esta red promete ser útil como reservorio de datos isotópicos de la precipitación a nivel nacional. A la fecha, sólo existe un reporte publicado en 2019³.

En cuanto a investigaciones a nivel regional, se encuentra el trabajo de Pérez-Quezadas et al. (2015), quienes analizaron el gradiente isotópico en el flanco oriental de la Sierra Madre Oriental en el estado de Veracruz, encontrando diferencias en los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en relación con la altitud. Por su parte, en el estado de Yucatán se han realizado investigaciones con el fin de determinar una Línea de Agua Meteórica Local para esa región (Cejudo et al., 2022, 2021). Otro estudio publicado recientemente es el de Pérez-Quezadas et al. (2021), realizado en la Cuenca de Sonora, en el cual analizaron las variaciones en $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de las muestras de lluvia durante el monzón de Norteamérica, siendo el primer estudio de caracterización isotópica para esa región.

Otro importante artículo es el de Goldsmith et al. (2012) realizado en microcuencas de bosque mesófilo de montaña en el centro de Veracruz, en el cual no sólo se analizó la composición isotópica de la precipitación ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$), sino también se exploraron otros parámetros ecohidrológicos, como el agua contenida en el xilema de árboles y agua en los primeros 100 cm del suelo, en busca de relaciones entre ellas. Posteriormente, se publicaron otros trabajos con una metodología similar, en donde se analizó el contenido de isótopos estables en la lluvia, xilema de árboles y agua en suelo a distintas profundidades en sitios de bosque y agroforestales en la región central de Veracruz (Muñoz-Villers et al., 2018, 2020).

³Disponible en <http://repositorio.imta.mx/handle/20.500.12013/2198>

1.1.2. Estudios isotópicos de lluvia en la región de estudio

Uno de los primeros artículos que documenta la composición isotópica en el agua de la lluvia en el centro de México es el de Cortés y Farvolden (1989) realizado en la Sierra de las Cruces situada en el flanco oeste del Valle de México. Más adelante, Cortés et al. (1997) recopilaron información publicada hasta ese momento sobre el contenido de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación de la Cuenca de México, y conjuntando estos datos calcularon una Línea de Agua Meteorológica Local (LAML) que caracteriza el comportamiento regional del centro de México. Este fue el primer estudio que documentó la composición isotópica de la lluvia en la zona centro de la República Mexicana. Años después, Cortés y Durazo (2001) realizaron un estudio sobre la tendencia del $\delta^{18}\text{O}$ en la precipitación del centro de México, en el cual concluyeron que la composición isotópica media del $\delta^{18}\text{O}$ depende de la elevación topográfica en esa zona, además de que propusieron una relación entre el $\delta^{18}\text{O}$ y la altura, siendo este el primero en su tipo para la región central del país.

Recientemente, Aguilar-Ramírez et al. (2017) examinaron la variación isotópica de la precipitación a lo largo de la sección centro-noreste de la Sierra Madre Oriental, y encontraron una LAML similar a la reportada anteriormente (Cortés y Farvolden, 1989; Cortés et al., 1997), además de que, al haberse realizado en una zona de montaña, se reportó una tasa de fraccionamiento isotópico que variaba con respecto a la elevación. Por otra parte, Rivera-Rivera et al. (2021) realizaron un estudio sobre el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en muestras de agua de lluvia en diversas estaciones ubicadas en el centro de México, particularmente en el estado de Hidalgo y en el norte de la Ciudad de México, en donde determinaron las fuentes de humedad de la región durante los meses de marzo, abril y mayo, las cuales a grandes rasgos fueron el Golfo de México y fuentes continentales provenientes del norte del país principalmente.

A la fecha, existen varios estudios que han analizado los contenidos isotópicos en agua de lluvia en la zona central de México. Sin embargo, hacen falta investigaciones que exploren la variabilidad isotópica y el parámetro exceso de deuterio a nivel local y regional. Esto con el fin de conocer los procesos y las dinámicas en las que se

ven involucradas las masas de aire que producen la precipitación, y evaluar también las contribuciones por reciclaje de humedad en la lluvia, entre otros. Además, existe muy poca información con relación a los sistemas atmosféricos que dan origen a la lluvia y sus firmas isotópicas características. Así mismo, pocos trabajos han propuesto modelos que intenten explicar la composición isotópica de la precipitación, mediante distintas variables hidrometeorológicas.

1.2. Objetivo general

Conocer la variación en la composición isotópica de la precipitación en la Ciudad de México durante la temporada de lluvias de 2019, y determinar los orígenes, fuentes y sistemas atmosféricos responsables de la formación de lluvia en un ambiente continental-urbano.

1.2.1. Objetivos particulares

1. Analizar la composición de isótopos estables del agua ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) en la precipitación a nivel de evento durante la temporada de lluvias de 2019 (mayo-noviembre).
2. Evaluar mediante el parámetro exceso de deuterio, la contribución por reciclaje de humedad terrestre (evapotranspiración) como posible fuente de agua en la precipitación.
3. Obtener las trayectorias de las masas de aire responsables de los eventos de lluvia durante el periodo muestreado.
4. Identificar los sistemas atmosféricos asociados a los eventos de lluvia muestreados, mediante la consulta de los boletines meteorológicos emitidos por el Servicio Meteorológico Nacional.
5. Analizar la relación entre la firma isotópica de la lluvia y el sistema atmosférico asociado.

6. Construir un modelo estadístico que permita explicar la composición isotópica de la lluvia a partir de diversas variables hidrometeorológicas.

2. Marco Teórico

2.1. Formación de nubes y precipitación

Una nube está formada por un conglomerado de pequeñas gotas de agua⁴ esféricas; Rogers (1976) menciona que en un centímetro cúbico hay un aproximado de 100 gotitas, con radios del orden de 10 micras. Existen dos principios fundamentales para que ocurra la formación de nubes: el principio físico y el principio termodinámico. El principio físico dicta que, para la formación de estas pequeñas gotas, debe haber en el aire pequeñas partículas con afinidad al agua (llamadas núcleos de condensación de nube) sobre las cuales el vapor de agua pueda condensar. Aunado a esta condición, el principio físico dice que es necesario que exista un proceso de enfriamiento adiabático y, a su vez, se requiere una sobresaturación en el aire (*i.e.* un exceso de humedad relativa respecto al 100%) que favorezca el proceso de condensación (Rogers, 1976). Cabe mencionar que, dependiendo de la naturaleza del núcleo de condensación, el tamaño de las gotitas puede variar, así como la condición de sobresaturación para la condensación (Wallace y Hobbs, 2006).

Una vez que se forma el conglomerado, las gotitas comienzan a crecer, lo cual puede ocurrir mediante dos mecanismos: por condensación o por colisión-coalescencia (Wallace y Hobbs, 2006). El primer mecanismo se da cuando el vapor de agua continua condensando sobre la propia gota ya formada, lo cual resulta ser poco eficiente con el tiempo. El segundo es más interesante, pues implica el crecimiento de las gotas a expensas de otras. A grandes rasgos, sucede lo siguiente: el conglomerado contiene

⁴Si bien pueden existir nubes con contenido de partículas de agua sólida, aquí se habla únicamente de las "nubes cálidas", aquellas formadas por pequeñas gotas de agua líquida.

gotas con distintos radios, lo cual ocasiona que aquellas con un mayor radio caigan a una velocidad mayor que aquellas con radios menores (debido a que las gotas de radios menores tienen una mayor resistencia al aire y a la fuerza de arrastre, la cual actúa en sentido contrario a la gravedad). Esto genera que, en su camino, las gotas con radios mayores choquen con gotas de radios menores, ocasionando que estas se combinen y hagan crecer las gotas (Rogers, 1976; Wallace y Hobbs, 2006).

Finalmente, la precipitación ocurre una vez que las gotas crecen hasta alcanzar un tamaño que les permita superar las fuerzas de arrastre y de resistencia del aire. De acuerdo con Rogers (1976), la mayor parte de precipitación que cae sobre la superficie de la Tierra es estado líquido, que es lo que se conoce como lluvia.

Por otro lado, desde un punto de vista macroscópico, existen tres principales sistemas de formación de precipitación, a saber: sistemas frontales, orográficos y convectivos (Ingraham, 1998). El primero se da debido a una interacción entre dos masas de aire con diferentes temperaturas. Aquella con menor densidad asciende sobre la que tiene mayor densidad, enfriándose en el trayecto hasta el punto de rocío. De acuerdo con sus características, pueden existir frentes fríos, cálidos, ocluidos o estacionarios. Por su parte, los sistemas orográficos son aquellos asociados a una masa de aire que se ve forzada a ascender debido a la obstrucción de sistemas montañosos presentes en su trayectoria. Una vez más, este ascenso genera un enfriamiento de la masa de aire, forzando la condensación. Finalmente, los sistemas convectivos se forman cuando el aire en superficie se calienta, reduciendo su densidad. Esto hace que poco a poco vaya ascendiendo mientras se enfría adiabáticamente hasta llegar al punto de rocío.

2.2. Fundamentos de los isótopos

Un isótopo es un átomo de un elemento que contiene el mismo número atómico que el elemento en cuestión, pero que difiere en masa molecular, debido a una diferencia en el número de neutrones en el núcleo. Dentro de la naturaleza, se pueden identificar dos tipos de isótopos, los inestables y los estables. Los primeros son aquellos que

se desintegran espontáneamente luego de cierto tiempo, emitiendo a la vez radiación ionizante. Por su parte, los isótopos estables no decaen con el tiempo ni son radiactivos (Ortega, 2006). Actualmente, se conocen aproximadamente 1200 isótopos inestables y alrededor de 300 isótopos estables (Rebeles-Martínez, 2017).

De acuerdo con Hoefs (2009), las diferencias en masa atómica entre los isótopos y sus elementos generan variaciones en sus características fisicoquímicas, situación que es conocida como “efectos isotópicos”. El autor explica cómo la estructura electrónica de un elemento rige su comportamiento químico, en tanto, la estructura de su núcleo influye en sus propiedades físicas. En consecuencia, una molécula en donde se reemplace un elemento por alguno de sus isótopos tiene propiedades fisicoquímicas diferentes, además de tener un espectro infrarrojo distinto.

Esto último tiene una relación directa con la mecánica estadística, la cual establece que la frecuencia vibracional de una molécula es inversamente proporcional a su masa. Por ende, aquellas moléculas compuestas por el isótopo ligero de un elemento, tendrá una mayor frecuencia vibracional que aquella compuesta por el isótopo pesado. Esto afectará directamente en la energía asociada a los enlaces de cada molécula, haciendo más fuertes los enlaces de la molécula “pesada” y viceversa (Ortega, 2006). Visto de manera macroscópica, esto se traduce en que las moléculas con enlaces más débiles reaccionan física y químicamente más rápido.

2.3. Isótopos estables del agua

La molécula del agua está compuesta por dos átomos de hidrógeno y uno de oxígeno. Estos elementos poseen diversos isótopos estables (Tabla 1), y asimismo, existen diversas especies de moléculas de agua conformadas por las variaciones de isótopos. Las más comunes, en orden de mayor a menor abundancia son $^1H^1H^{16}O$, $^1H^1H^{18}O$ y $^1H^2H^{16}O$ (Coplen et al., 2000). Estas moléculas, cuentan con ligeras variaciones en sus propiedades físicas, como se observa en la Tabla 2.

Como se mencionó en la sección 1.1, la existencia de estas moléculas representa

Tabla 1: Características de los isótopos de O y H. Tabla modificada de Ortega (2006).

Símbolo	Número atómico	Número másico	Abundancia (%)	Peso atómico (uma)
H	1	1	99.985	1.007825
² H	1	2	0.015	2.01410
¹⁶ O	8	16	99.759	15.99491
¹⁷ O	8	17	0.037	16.99914
¹⁸ O	8	18	0.204	17.99916

Tabla 2: Propiedades físicas de las distintas moléculas de agua. Tomado de Hoefs (2009)

Propiedad	¹ H ¹ H ¹⁶ O	¹ H ² H ¹⁶ O	¹ H ¹ H ¹⁸ O
Densidad (20°C en g/cm ³)	0.997	1.1051	1.1106
Temperatura de mayor densidad (°C)	3.98	11.24	4.30
Punto de fusión (760 Torr, en °C)	0.00	3.81	0.28
Punto de ebullición (60 Torr, en °C)	100.00	101.42	100.14
Presión de vapor (a 100 °C, en Torr)	760.00	721.60	
Viscosidad (a 20 °C, en centipoise)	1.002	1.247	1.056

una enorme ventaja en el área de la hidrología e hidrogeología, pues funcionan como trazadores del agua, además de contribuir al entendimiento del ciclo hidrológico, al proporcionar información sobre la circulación del agua a lo largo de su recorrido en las distintas fases del ciclo.

2.4. Notación δ

Debido a que la abundancia de isótopos en la naturaleza es muy baja comparada con la abundancia del elemento en cuestión, trabajar con porcentajes puede ser laborioso y confuso. Por lo tanto, las razones de isótopos estables se reportan con base a un estándar δ , expresadas en unidades de partes por mil (permil ‰) (Coplen et al., 2000). A continuación, se presenta la ecuación general utilizada para definir esta notación.

$$\delta_x = \frac{R_{sample} - R_{standard}}{R_{standard}} * 1000[\text{‰}] \quad (1)$$

En donde (R_{sample}) es la relación molar entre el isótopo pesado y el ligero en la muestra, y ($R_{standard}$) es la referencia. Las referencias son un conjunto de estándares

Tabla 3: Razones de isótopos absolutas conforme el estándar VSMOW. Modificado de Hoefs (2009)

Estándar	Razón	Valor aceptado ($\times 10^6$) (dentro de un intervalo del 95 % de confianza) [ppm]
VSMOW	$^2\text{H}/^1\text{H}$	155.76 ± 0.10
	$^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$	$2,005.20 \pm 0.43$
	$^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$	373 ± 15.00

aceptados mundialmente. Las ventajas de utilizarlas, es que los resultados que se obtienen en diferentes regiones del mundo están estandarizados, haciendo más sencilla la comparación de datos.

Existen diversos estándares dependiendo el par de isótopos que se están comparando. Para los isótopos de oxígeno e hidrógeno, el estándar más comúnmente utilizado es el de Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW), cuyos valores se ilustran en la Tabla 3.

En el estándar VSMOW, una muestra en donde $\delta_A > 0$, se dice que está enriquecida relativa al estándar; por el contrario, si $\delta_A < 0$ entonces está empobrecida relativa al estándar. Es decir, para este estándar, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ son ambos de 0‰ (Coplen et al., 2000).

2.5. Fraccionamiento isotópico

El proceso que describe cómo se separan los contenidos isotópicos de dos sustancias o dos fases de la misma sustancia se denomina fraccionamiento isotópico y tiene su origen en la diferencia entre masas atómicas de las moléculas. Existen dos tipos de fraccionamiento isotópico, a saber, fraccionamiento en equilibrio y en no equilibrio, también llamado fraccionamiento cinético (Hoefs, 2009; Mook, 2002). En el primero, ocurre únicamente un intercambio de isótopos, es decir, ocurre una redistribución de los isótopos entre los distintos compuestos o fases, y en donde, además, las tasas de reacción de ambas especies son iguales en ambos sentidos. Una forma más clara de

visualizar este tipo de intercambios es mediante la siguiente expresión:



en la cual, los asteriscos representan los isótopos de menor abundancia, y A y B son componentes diferentes o dos fases del mismo compuesto (Mook, 2002). El fraccionamiento que ocurre en la atmósfera durante el ciclo hidrológico es una buena aproximación al fraccionamiento en equilibrio (Kendall y Caldwell, 1998).

Por otro lado, el fraccionamiento cinético es producido por reacciones unidireccionales en donde las tasas de reacción son dependientes de la masa (Kendall y Caldwell, 1998; Mook, 2002). Algunas reacciones biológicas, el cambio rápido de agua a hielo, entre otras, son ejemplos de fraccionamiento isotópico cinético (Coplen et al., 2000).

2.6. Factor de fraccionamiento

Para reacciones de intercambio isotópico, es común reemplazar la constante de equilibrio químico k por el llamado factor de fraccionamiento (α). Este se define como la relación de dos isótopos en un compuesto A dividida por la relación de esos dos isótopos en un compuesto B (Hoefs, 2009). Así, la relación isotópica contenida en el compuesto B (R_B) relativo al compuesto A (R_A), se expresa de la siguiente forma:

$$\alpha_A(B) \equiv \alpha_{B/A} = \frac{R_B}{R_A} \quad (3)$$

Por ejemplo, para la ecuación 2, que representa una reacción de intercambio isotópico, el factor de fraccionamiento se vería representado del siguiente modo:

$$\alpha_{B/A} = \frac{[*B]/[B]}{[*A]/[A]} \quad (4)$$

que es equivalente a la expresión para la constante de equilibrio de la reacción, es decir:

$$K = \frac{[A][*B]}{[*A][B]} \quad (5)$$

El factor de fraccionamiento α representa el factor por el cual la proporción de abundancia de dos isótopos cambiará durante una modificación física o bien, una reacción química (Coplen, 2011). Acorde con Mook (2002), comúnmente, los valores de α son muy cercanos a 1, por lo que se suele reportar la desviación de α con respecto a 1, mediante el parámetro ϵ , que se define como:

$$\epsilon = \alpha - 1 [x10^3\text{‰}] \quad (6)$$

Este es llamado simplemente fraccionamiento y representa la ganancia o disminución del isótopo en defecto de B con respecto a A. Así, cuando $\epsilon > 0$, existe una ganancia de isótopos, y en el caso contrario ($\epsilon < 0$), hay una pérdida de isótopos. Para los procesos en donde no existe equilibrio, este parámetro representa el cambio de composición isotópica.

2.7. Destilación de Rayleigh

De las múltiples contribuciones a la ciencia de Lord Rayleigh, destacan las ecuaciones que explican la destilación fraccionada de líquidos mezclados, y que describen también la distribución de isótopos entre dos reservorios a medida que un reservorio disminuye de tamaño (Kendall y Caldwell, 1998), como puede ser la evaporación de cuerpos de agua superficial o en los procesos de formación de la precipitación.

A pesar de ser una ecuación que describe procesos de destilación en general, el trabajo de Coplen y colaboradores (2000) presenta una forma que describe el cambio de composición isotópica de oxígeno de una masa de aire que precipita en la medida en que recorre una trayectoria al interior del continente ($\delta^{18}O_c$):

$$\delta^{18}O_c = 1000[(1 - f)^{\alpha-1} - 1] + \delta^{18}O_o \quad (7)$$

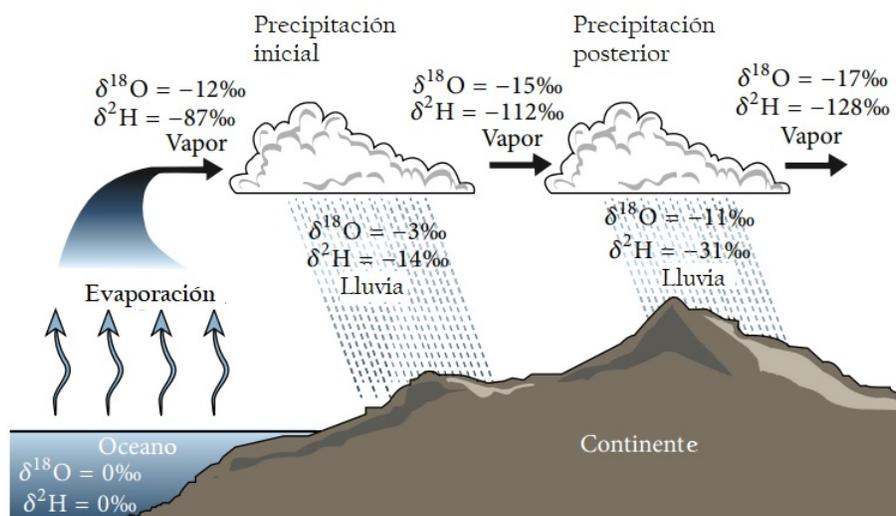


Figura 1: Fraccionamiento isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en el proceso de precipitación, desde la evaporación de las aguas marinas superficiales, la formación de las nubes y la introducción de dicha masa al continente. Modificada de Xi (2014).

en donde $\delta^{18}\text{O}_o$ es la composición inicial de $\delta^{18}\text{O}$ de la masa de aire, f es la fracción de humedad removida de la masa de aire, y α el factor de fraccionamiento del oxígeno entre agua líquida y agua en forma de vapor. Esta ecuación es más compleja que el simple factor de fraccionamiento, que en teoría explicaría el cambio de composición isotópica entre las dos fases del H_2O , sin embargo, los mismos autores explican que el proceso de evaporación es un proceso de no equilibrio. Del mismo modo que se puede utilizar la ecuación 7 para describir el cambio de composición isotópica en $\delta^{18}\text{O}$ durante el proceso de precipitación, se puede determinar también el cambio en composición isotópica del $\delta^2\text{H}$, simplemente utilizando el α correspondiente en ese caso, el cual es 1.0904 a 15°C entre la fase líquida y fase vapor del agua. Un ejemplo ilustrativo de este cambio se presenta en la Figura 1.

En ella se puede observar el fenómeno de formación de una nube desde aguas oceánicas, en donde la composición isotópica es de 0‰ para ambos isótopos. Una vez que se da la evaporación del agua superficial y la condensación de la nube, ésta se introduce al continente y la composición isotópica de ambas especies se modifica, quedando más empobrecida o agotada en isótopos pesados. Posteriormente, ocurre un

evento de precipitación en forma de lluvia, en donde el contenido de isótopos pesados es mayor, agotando aún más la masa de aire. Conforme ésta sigue adentrándose en el continente, y ocurren más eventos de lluvia, la masa de aire y la lluvia misma sufren un agotamiento de estos isótopos cada vez más notorio.

Durante todo este proceso, suceden distintos fenómenos físicos que influyen en la composición isotópica de la lluvia, por ejemplo, el enfriamiento que sufren las masas de aire al ascender en la atmósfera, tanto por diferencia de densidad como por forzamientos topográficos. Considerando que el factor de fraccionamiento entre agua líquida y vapor aumenta conforme desciende la temperatura, es razonable que en la Figura 1 sea tan notoria la diferencia en la composición isotópica (Coplen et al., 2000).

De hecho, se han documentado varios ejemplos de cómo la composición isotópica de la lluvia varía de acuerdo con diversos factores, que son la altitud, la latitud, la cantidad de precipitación, y la distancia al océano que se encuentre la masa de aire (Ingraham, 1998). Estos fenómenos son nombrados *efectos isotópicos* y se ahondará más en ellos a continuación.

2.8. Efectos isotópicos en la precipitación

- Efecto de altitud o elevación

Este efecto se refiere a cómo las aguas meteóricas se encuentran más agotadas en isótopos pesados a mayores elevaciones. Ingraham (1998) argumenta que esto se debe a que a mayores altitudes aumenta la cantidad de precipitación en respuesta que se da un mayor enfriamiento de las masas de aire por debajo del punto de rocío. Como se mencionó con anterioridad, el factor de fraccionamiento es mayor a menores temperaturas, lo cual explica esta tendencia. En diversos estudios, se ha documentado este efecto, reportando variaciones en distintas regiones del planeta, sin embargo, Mook (2000) menciona que, en general, las variaciones en $\delta^{18}\text{O}$ son dentro de un rango de -0.1‰ y -0.6‰ por cada 100 m

de altitud. Estudios como el de Windhorst et al. (2013) confirman estos valores, reportando una variación promedio para dicho isótopo de -0.22‰ cada 100 metros en un bosque tropical de montaña del sur de Ecuador. Para el $\delta^2\text{H}$ se han reportado diversos valores; por ejemplo, se reportó un decremento de 40‰ para el deuterio por cada 1000 m de elevación en la pendiente oeste de la Sierra Nevada (Friedman y Smith, 1970), en tanto que en el trabajo de Windhorst et al. (2013) se encontró una variación promedio de -1.12‰ cada 100 metros para el $\delta^2\text{H}$.

- Efecto continental

Se ha observado cómo las muestras de precipitación están más agotadas en isótopos estables conforme se alejan del océano y se adentran en el continente (Ingraham, 1998; Kern et al., 2020). Ingraham (1998) explica que este fenómeno es provocado porque la composición isotópica de la precipitación está más enriquecida que la masa de aire remanente, en respuesta al fraccionamiento isotópico. Por ende, conforme la masa de aire se adentra en el continente, y continua la condensación y precipitación de la lluvia, los isótopos pesados irán desprendiéndose de ella, dejándola más agotada. Cabe destacar que este efecto puede depender de la topografía y el régimen climático de cada región (Mook, 2000). Por ejemplo, los patrones en el continente sudamericano y en el europeo son distintos, en parte debido a su orografía. En Europa, se ha registrado un agotamiento promedio de 2‰ a lo largo de 1000 km (de Valencia, España a Lieja, Bélgica) para el $\delta^{18}\text{O}$, en tanto que en la cuenca del Amazonas, el gradiente continental para este isótopo es de -1.5‰ para la misma distancia. Esto es debido tanto a la presencia de la cordillera andina, como al constante proceso de re-evaporación en la cuenca (Rozanski et al., 1993).

- Efecto de cantidad

Dansgaard (1964) fue el primero en nombrar este efecto, refiriéndose a cómo, durante los meses en dónde se presenta una mayor cantidad de precipitación, también se observan muestras agotadas en isótopos estables. Sin embargo, este

efecto también se refiere a cómo en eventos de lluvia más pequeños, el contenido de isótopos estables se ve enriquecido en comparación con el de eventos muy grandes, como supertormentas (Ingraham, 1998). Existen diversas propuestas sobre las razones por las que esto ocurre; Rozanski et al. (1993) menciona que durante las intensas lluvias, la composición isotópica del vapor que se encuentra por debajo de una nube precipitando, disminuye con el paso del tiempo, debido al intercambio isotópico continuo con las gotas que caen, por lo tanto, en eventos de lluvia muy duraderos o muy intensos, la composición isotópica de la lluvia se va agotando con el tiempo.

- Efecto de latitud

Se ha encontrado una tendencia en la composición isotópica del agua meteórica a estar más agotada en latitudes mayores (Ingraham, 1998). Este efecto se produce debido al hecho de que los océanos tropicales son la principal fuente de vapor de agua a nivel mundial; una vez que las masas de aire se transportan hacia los polos, estas pasan por el proceso de precipitación y re-condensación, haciendo que en el trayecto su contenido en $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se vea reducido (Rozanski et al., 1993; Coplen et al., 2000). Además, existe un mayor fraccionamiento isotópico a temperaturas de condensación, y similar a lo que ocurre con el efecto de altitud, a mayores latitudes, la temperatura disminuye (Ingraham, 1998). Este efecto no es lineal; se ha reportado para latitudes medias un decremento del 0.6‰ por grado de latitud para el $\delta^{18}\text{O}$, mientras que para el continente Antártico se ha encontrado un decremento de hasta 2‰ del mismo isótopo (Mook, 2000).

- Efecto estacional

Así como las temperaturas descienden conforme a la latitud o la altitud, también lo hacen de manera estacional, generando entonces un decremento en el contenido de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las aguas meteóricas durante las estaciones frías. Este efecto es producido debido a los cambios estacionales en las áreas de las fuentes de vapor, en las trayectorias de las masas de aire, y en las tendencias de flujo de la evapotranspiración (Rozanski, 1993).

2.9. Línea de Agua Meteórica Global y Local

En 1961, Harmon Craig publicó su artículo *Isotopic Variations in Meteoric Waters*, en donde presentó resultados sobre la relación existente entre los datos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de aguas meteóricas provenientes de diversas partes del mundo. El autor analizó 400 muestras de agua de lagos, ríos y precipitación (lluvia y nieve), y determinó la correlación entre ambos isótopos, además de realizar la regresión lineal entre sus datos, obteniendo la siguiente ecuación:

$$\delta^2H = 8\delta^{18}O + 10 \quad (8)$$

Esta es la ecuación que, de acuerdo con el autor, describe la relación entre las proporciones de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ presentes en las aguas meteóricas. A dicha ecuación, y la curva correspondiente (Fig. 2) se le nombró como *Línea de Agua Meteórica Global* (LAMG). A partir de entonces, esta línea es usada como referencia para comparar los datos isotópicos de alguna región determinada, en donde idealmente, los datos deben ajustarse a una línea recta parecida a la LAMG. A la regresión lineal entre los datos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de una localidad específica se le conoce como *Línea de Agua Meteórica Local* (LAML).

Sin embargo, el hecho de que existan variaciones entre una LAML y la LAMG, indica que las muestras estuvieron expuestas a distintos procesos o que éstas atravesaron por distintas condiciones ambientales al momento de su formación. Particularmente para las muestras de precipitación, variaciones en el intercepto de la ecuación pueden indicar las condiciones de humedad en la fuente de vapor, mientras que variaciones en el valor de la pendiente pueden indicar procesos de no equilibrio de la evaporación del vapor de agua, o condiciones diversas en cuanto a temperatura, humedad o concentración de sal (Coplen et al., 2000). Asimismo, la ubicación en el gráfico puede ser característico de la altitud o latitud de la región de donde provienen las muestras, o bien la estación del año correspondiente. Lo anterior se ilustra en la Figura 3.

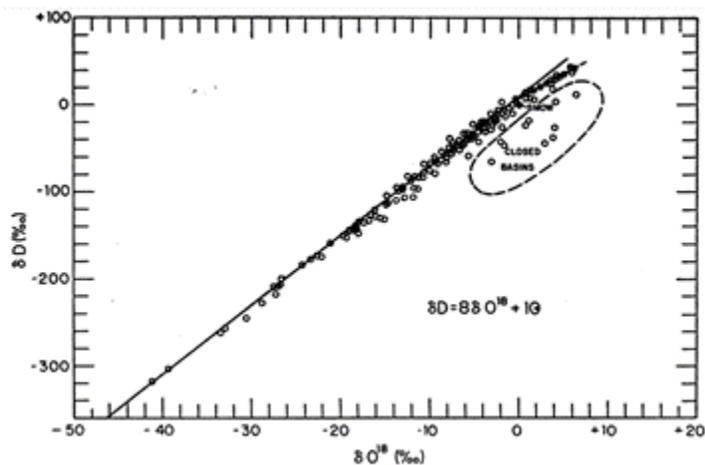


Figura 2: Tendencia de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ a nivel mundial en muestras de agua de ríos, lagos, lluvia y nieve. En el eje-x se presentan los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y en el eje-y se presentan los valores de $\delta^2\text{H}$, ambos en permil (‰). Se observa que existe una correlación muy definida, que se puede explicar mediante la ecuación $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$. Los puntos en el gráfico que no siguen esta línea provienen de muestras de cuencas cerradas. Figura tomada de Craig (1961).

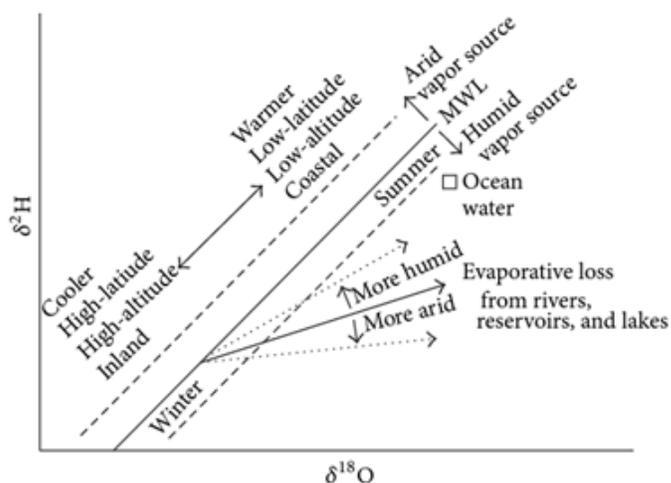


Figura 3: Variaciones en la LAML de acuerdo con los procesos y condiciones de formación de la precipitación. Figura tomada de Xi (2014).

2.10. Exceso de deuterio

Otra variable importante a la hora de hacer un análisis sobre la composición isotópica de la precipitación es el llamado exceso de deuterio (d), el cual es un parámetro isotópico de segundo orden, pues se deriva de los valores de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (Pfahl y Sodemann, 2013), y está muy relacionado con el intercepto de la ecuación de la LAMG. De hecho, en el caso global, este parámetro tiene un valor de 10‰ (Craig, 1961; Coplen et al., 2000). El exceso de deuterio se define como:

$$d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O} \quad (9)$$

Este parámetro es útil sobre todo para conocer las condiciones de humedad durante el proceso de evaporación (Pfahl y Sodemann, 2013). También es útil como trazador isotópico de las fuentes de vapor atmosférico en la precipitación (Rhodes et al., 2006).

De acuerdo con Rhodes et al. (2006) cuando se da el proceso de evaporación a una humedad relativa menor al 100 %, se produce un proceso fuera del equilibrio, en donde la concentración de deuterio es mayor que la de oxígeno-18 en el vapor, dejando entonces un condensado con un exceso en deuterio. Por tanto, el valor de la humedad relativa al momento en que ocurre la evaporación es fundamental para definir d . Como ya se mencionó, la LAMG tiene un valor de d de 10‰, que es resultado de una evaporación con el 85 % de humedad relativa. Posteriormente, cuando ocurren más precipitaciones y procesos de renovación de la masa de aire precipitable, el valor de d continúa aumentando. Es por esta razón que un valor de $d > 10$ nos habla de un posible reciclaje de humedad, o de una humedad relativa inferior al 85 % al momento de la evaporación. En cambio, un valor de $d < 10$ puede ser el resultado de lluvia proveniente de procesos convectivos (Guan et al., 2013), o bien, debido a una pérdida por evaporación, ya sea durante el proceso de precipitación o luego de ser almacenadas (Benjamin et al., 2005).

3. Metodología

3.1. Descripción del área de estudio

El sitio de estudio se ubica dentro del campus Ciudad Universitaria de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), localizado en la alcaldía de Coyoacán en la parte sur-poniente de la Ciudad de México. Más en específico, dentro del área experimental de azoteas verdes extensivas perteneciente al Jardín Botánico del Instituto de Biología; situado a una altitud de 2325 msnm con coordenadas 19°18'11" N, 99°11'35" O (Arellano-Leyva et al., 2021). Este complejo forma parte a su vez de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel (REPSA). Como se puede apreciar en la Figura 4, la zonificación de la REPSA es diversa; cuenta con tres zonas de núcleo y 13 zonas de amortiguamiento abarcando un área total de 237.3 ha.

La orografía de la REPSA es compleja y cuenta con un gradiente altitudinal que va de los 2,292 a los 2,365 metros sobre el nivel del mar (Castillo-Argüero et al., 2007). Las variaciones en el relieve se deben a que el Pedregal se encuentra sobre un sustrato de rocas volcánicas del tipo basálticas originadas por la erupción del volcán monogénico Xitle, hace aproximadamente 1670 ± 35 años. Este pequeño volcán forma parte del Campo Volcánico de la Sierra del Chichinautzin (Siebe, 2009). La presencia de sustrato volcánico fue determinante para el tipo de vegetación presente en la REPSA, como señalan Peralta et al. (2009), pues es un material resistente e irregular que no permite el desarrollo de suelos profundos, dando lugar a ecosistemas muy jóvenes del tipo matorral xerófilo.

El sitio de estudio se caracteriza por un clima templado subhúmedo con lluvias

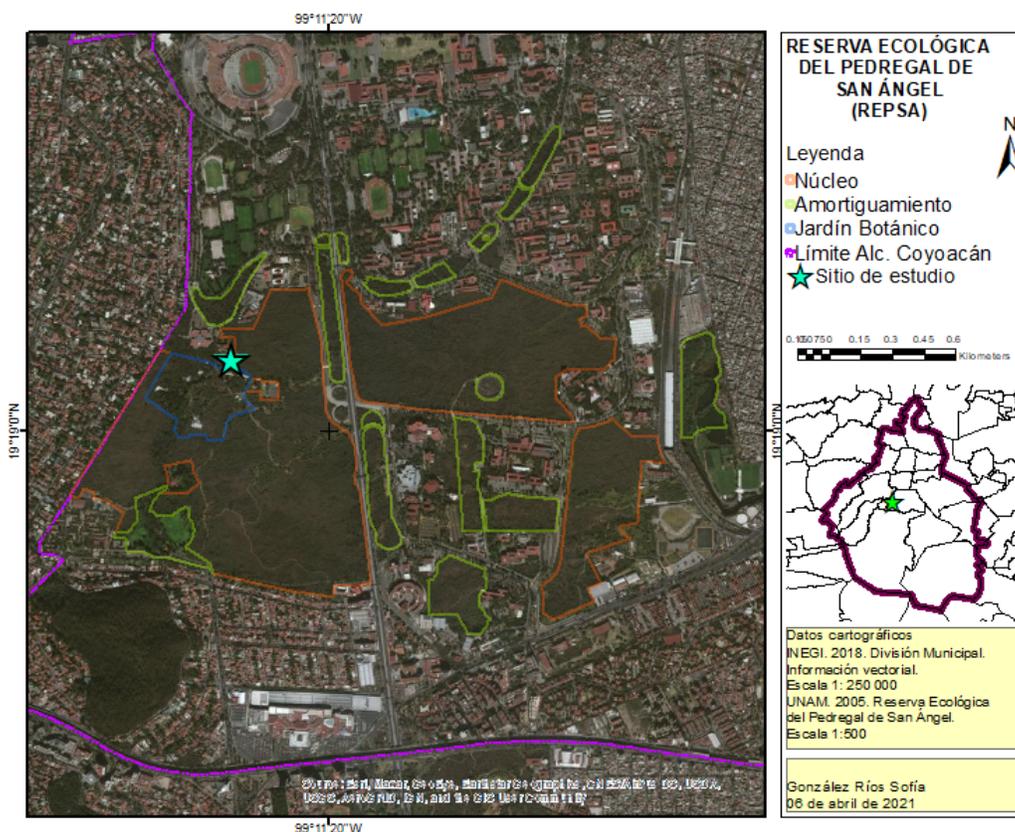


Figura 4: Localización del sitio de estudio dentro de la Reserva Ecológica del Pedregal de San Ángel, Ciudad de México.

en verano [Cb(w1)w], de acuerdo con la clasificación climática de Köppen modificada por García Amaro (2004). La temperatura media anual es de 15.6°C, aunque, como se puede observar en la Figura 5, la temperatura ha presentado una ligera tendencia creciente en los últimos 50 años. Autores como Castillo-Argüero et al. (2007) indican que este aumento en temperatura, generalizado para toda la Ciudad de México, es consecuencia de los efectos de la isla de calor urbana. Por otro lado, la precipitación media anual reportada de 1963 a 2016 es de 833 mm. La distribución temporal de la lluvia la divide en dos periodos: una época de lluvias comprendida entre los meses de junio y octubre, y una época de secas durante el periodo noviembre-mayo (Castillo-Argüero et al., 2007) (Fig. 6). La precipitación observada durante la temporada de lluvias es originada principalmente por lluvias de tipo convectivo y un importante forzamiento orográfico (Ochoa et al., 2015). Además, la circulación atmosférica do-

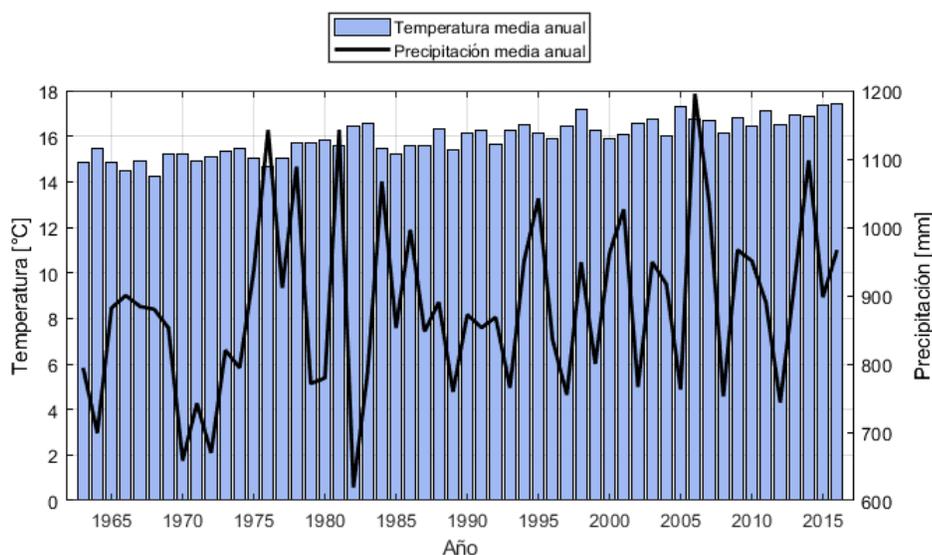


Figura 5: Precipitación y temperatura media anual en el periodo de 1963 a 2016 registradas en el Observatorio Meteorológico del Colegio de Geografía de la Facultad de Filosofía y Letras de la UNAM (19° 11' 50" N, 99°11'03" O)

minante en esta época se caracteriza por vientos tropicales provenientes del este. Por su parte, los eventos de precipitación observados en la época de secas, se deben en su mayoría a la entrada de frentes fríos (Klaus et al., 1999).

3.2. Medición de precipitación, muestreos y análisis isotópicos

Durante la temporada de lluvias de 2019 (mayo-noviembre) la precipitación fue medida en acumulados de 5 minutos con un pluviómetro de balancín HOBO RG3-M (marca Onset, EUA), con una resolución de 0.2 mm por golpe. El equipo se colocó a una altura de 1.2 m sobre el sustrato de las azoteas verdes experimentales, resultando en una altura total de 4.7 m desde el nivel del suelo de referencia (López-Portillo, 2019).

Los muestreos de precipitación para su posterior análisis isotópico fueron realizados del 1 de mayo al 14 de noviembre de 2019. Para ello, se colocaron tres mues-

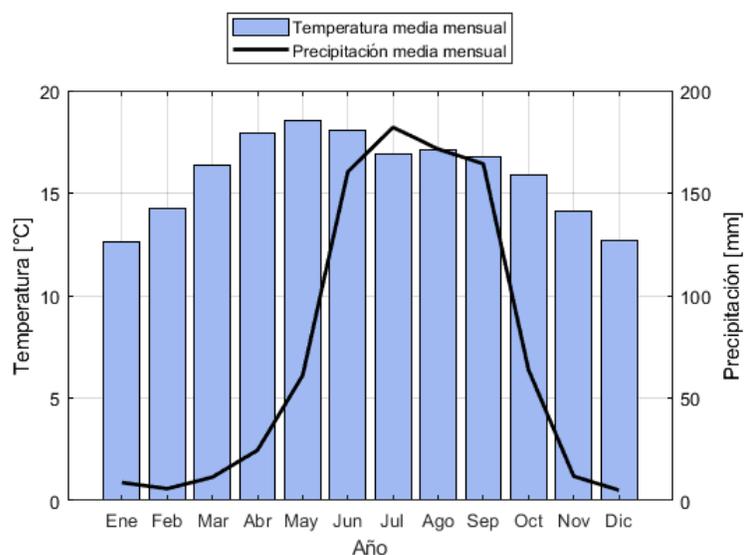


Figura 6: Precipitación y temperatura media mensual en el periodo de 1963 a 2016 registradas en el Observatorio Meteorológico del Colegio de Geografía de la Facultad de Filosofía y Letras de la UNAM (19° 11' 50" N, 99°11'03" O)

treadores pasivos marca Taylor a la misma altura que el pluviómetro automático, los cuales consistían en un embudo con un diámetro de 9.5 cm, ensamblado en un tubo de recolección transparente de 40 cm de largo y de 4 cm de diámetro, el cual además contaba con un pequeño flotador plástico en forma de dona que tenía el propósito de reducir la evaporación. Además, para minimizar las variaciones en temperatura, el muestreador de lluvia fue insertado en un tubo de PVC de 7.5 cm de diámetro y envuelto éste a su vez en un material aislante que bloqueó la luz solar incidente (Muñoz-Villers y McDonnell, 2012, 2013). El total de muestras de precipitación colectadas a lo largo del periodo fue de 64. A pesar de que se intentó coleccionar eventos de lluvia individuales, hubo algunas ocasiones que, por cuestiones logísticas las muestras acumularon más de un evento de precipitación. El criterio para la separación de eventos se describe más adelante.

Una vez obtenidas todas las muestras, éstas se almacenaron y refrigeraron, para después ser enviadas al Centro de Biogeoquímica de Isótopos Estables (CSIB, por sus siglas en inglés) de la Universidad de California-Berkeley de los Estados Unidos, en donde se realizaron los análisis para determinar su composición isotópica de $\delta^{18}\text{O}$

y $\delta^2\text{H}$. Por convención, los valores se reportan en unidades de ‰ y son relativos al Vienna Standard Mean Ocean Water (VSMOW), en donde el estándar de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ para la VSMOW es igual a 0‰ (Coplen et al., 2000).

Para el análisis de las muestras se utilizó un espectrómetro láser de isótopos de agua marca Picarro Inc. (Santa Clara, CA, EUA), modelo L2140-i de alta precisión y sin módulo de Micro-Combustión. La precisión del aparato es de ± 0.65 ‰ (1 DE) para el $\delta^2\text{H}$ y de ± 0.20 ‰ (1 DE) para el $\delta^{18}\text{O}$ (Muñoz-Villers et al., 2018, 2020).

3.3. Análisis de datos

3.3.1. Exploración de datos de la lluvia

Para separar los eventos de lluvia se siguió el criterio utilizado en varias investigaciones, como la de Muñoz-Villers y McDonnell (2013), en donde se considera un evento como aquél mayor a 0.2 mm de precipitación, separados por un periodo de por lo menos 3 horas. Así, se registraron un total 97 eventos de precipitación durante el periodo del 1 de mayo al 14 de noviembre de 2019, en donde 43 de estos fueron muestreados individualmente, y el resto de muestras (21) contó con acumulados de lluvia de al menos dos eventos.

Posteriormente se calcularon parámetros descriptivos de la lluvia como cantidad, intensidad y duración de los eventos muestreados. El primero de ellos es simplemente el total de precipitación en mm registrado por evento. La duración corresponde a la hora final menos la hora inicial del evento en minutos, mientras que la intensidad promedio corresponde a la razón entre cantidad y duración reportada en unidades de mm/hora.

Por otro lado, acomodando por hora la cantidad de precipitación pluvial registrada por evento se realizó un gráfico con el fin de explorar el comportamiento de la lluvia en el área de estudio, el cual se esperaba que siguiera el ciclo diurno habitual de la zona con lluvias predominantes en la tarde-noche (González-Moraga, 2020).

3.3.2. Cálculo del exceso de deuterio (d) y Línea de Agua Meteorológica Local (LAML)

Por cada muestra de lluvia, se obtuvo el parámetro conocido como exceso de deuterio (d), el cual se define como $d = \delta^2\text{H} - 8\delta^{18}\text{O}$ (Dansgaard, 1964) (ver Sección 2.10). Este parámetro es una medida de las proporciones relativas de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ contenidas en las masas de agua, y está relacionado con las condiciones ambientales con las que se formó la lluvia (Froehlich et al., 2002). Valores negativos o cercanos al cero indican una posible pérdida de isótopos ligeros o fraccionamiento del agua de lluvia por evaporación, lo cual usualmente ocurre cuando la temperatura del aire es elevada. Con base en este criterio, se eliminaron dos muestras de lluvia con un valor negativo de d , por lo que el número final de muestras fue de 62 para los subsecuentes análisis. Asimismo, los valores de d se separaron por rangos de precipitación y se acomodaron en un orden cronológico, con la finalidad de evaluar patrones de reciclaje de agua.

Posteriormente, con esos 62 registros, se procedió a construir la Línea de Agua Meteorológica Local (LAML). La LAML de una región se obtiene calculando la regresión lineal entre los datos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de la precipitación. Esto se llevó a cabo en el programa MATLAB, utilizando la función *polyfit*. Además, para hacer un análisis más detallado de la información isotópica, se agruparon los datos en los siguientes rangos de precipitación: de 0 a 10 mm, >10 mm a 20 mm y >20 mm.

3.4. Obtención de las trayectorias de las masas de aire mediante el programa HYSPLIT

El modelo HYSPLIT (Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory Model) es un modelo computacional desarrollado por la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) de los Estados Unidos. Una de sus principales

funciones es calcular trayectorias de parcelas de aire⁵ tanto hacia adelante a manera de pronóstico, como en retroceso. Esto último lo hace calculando la posición a diferentes tiempos hacia atrás de una partícula de aire utilizando diversas variables meteorológicas (presión en hPa, temperatura en K, velocidad del viento en m/s, entre otras), las cuales están disponibles en las bases de datos de la NOAA (Sjostrom y Welker, 2009).

Numerosos estudios han calculado las trayectorias de masas de aire con el modelo HYSPLIT para conocer el recorrido de esas masas y sus posibles fuentes, lo cual es muy útil para poder relacionar esas fuentes con la información isotópica de la lluvia (Burnett et al., 2004; Sjostrom y Welker, 2009). En el presente trabajo, se calcularon las trayectorias de las parcelas de aire correspondientes a cada evento de lluvia, y se clasificaron de acuerdo con su origen y dirección.

Para ello, se designó como punto final de la trayectoria el sitio de muestreo de la lluvia ubicado en las coordenadas ya mencionadas ($19^{\circ}18'11''$ N, $99^{\circ} 11' 35''$ O), y se especificó al modelo que calculara las trayectorias 96 horas hacia atrás para los casos en los que la información isotópica pertenecía a un sólo evento de precipitación. Para los casos en los que había más de un evento de precipitación, se calcularon las trayectorias a 48 horas para evitar la subestimación de trayectorias, pues se consideró que cada evento pudo haber sido provocado por diferentes masas de aire, al haber acumulado la lluvia de diferentes días. Cada una de las corridas del modelo se realizó a 3000 m sobre el nivel de terreno, es decir, a 5400 msnm. Esta decisión se tomó con base en lo reportado por Montero-Martínez et al. (2011) donde menciona que el nivel base de las nubes en la Cuenca de México se encuentra aproximadamente a los 4000 msnm con variaciones a lo largo del día, por lo que fue necesario calcular las trayectorias en retroceso por encima de ese nivel.

Asimismo, el modelo HYSPLIT tiene la característica de poder proporcionar información de algunas variables meteorológicas registradas a lo largo de la trayectoria

⁵Entendiéndose por parcela de aire como un volumen imaginario de aire con características dinámicas y termodinámicas distintas al aire de los alrededores

calculada. Estas variables son la temperatura potencial (K), temperatura ambiente (K), humedad relativa (%), precipitación (mm/hora), flujo de radiación solar (W/m^2), altura de la capa de mezcla (m) y altura del terreno (m). En este caso se solicitó al modelo la variable precipitación, para conocer la lluvia acumulada a lo largo de la trayectoria de la parcela. Los resultados que arroja el modelo sobre la trayectoria calculada y las variables meteorológicas de interés lo hace en intervalos de una hora.

3.4.1. Clasificación de las trayectorias de las masas de aire

Una vez que se obtuvieron las diferentes trayectorias (71 en total), se procedió a clasificarlas por dirección y origen. El criterio que se utilizó para hacer ambas clasificaciones fue tomar en cuenta el punto inicial de la trayectoria que despliega el mapa proporcionado por HYSPLIT. La dirección de las masas de aire se asignó de acuerdo a los puntos cardinales, y el punto inicial de la trayectoria fue tomado como el posible origen de esa parcela de viento.

Tomando como ejemplo la trayectoria del evento muestreado No. 8, correspondiente al 2 de junio de 2019 a la 1:00 am (UTC), se observa como esa parcela de aire provino del Este, y la fuente de origen de la humedad fue el Mar Caribe (Fig. 7). En la parte inferior del mapa, se puede apreciar la gráfica de la precipitación acumulada a lo largo de la trayectoria, en este caso, el valor fue de 17.7 mm.

Con esta información, se creó una base de datos con todos los registros de los orígenes, dirección del viento y precipitación acumulada para cada una de las trayectorias calculadas mediante HYSPLIT.

3.4.2. Asignación de eventos meteorológicos asociados a cada trayectoria

Paralelo a la obtención de las trayectorias de las masas de aire, se obtuvo la información de los boletines diarios emitidos por el Servicio Meteorológico Nacional (SMN), en donde se especifican los sistemas atmosféricos principales que afectan la

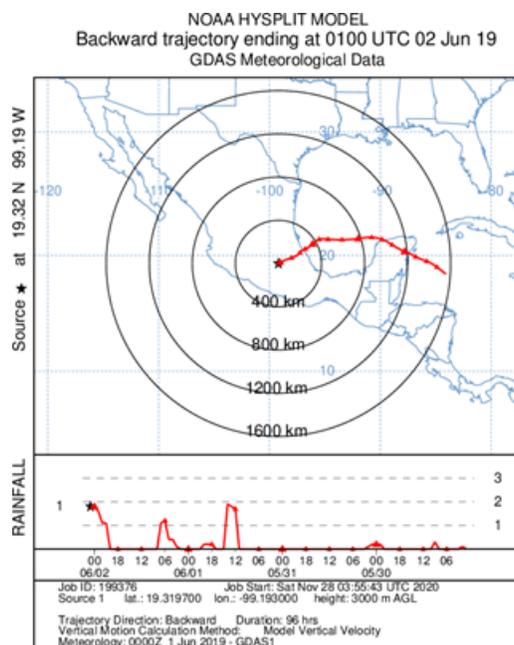


Figura 7: Trayectoria de la masa de aire con fecha de término del 02 de junio de 2019 a la 1:00 am (UTC), calculada a 96 horas hacia atrás mediante el modelo HYSPLIT.

República Mexicana. Esto se hizo para cada uno de los eventos de precipitación registrados. A pesar de que se intentó recuperar la mayor cantidad posible de boletines, fue muy difícil recabarlos por completo. En total, se consiguieron 67 boletines de los 97 eventos registrados.

Posteriormente, con base en la información de las imágenes satelitales del SMN, en donde se observan los sistemas meteorológicos, y las trayectorias calculadas en HYSPLIT, se realizó la asignación de sistemas atmosféricos responsables de cada uno de los eventos de precipitación. Cabe destacar que, debido a la posición geográfica del sitio de estudio dentro del territorio nacional, en medio de dos océanos y en una latitud tropical, además de una orografía muy diversa, los sistemas atmosféricos y oceánicos que afluyen son variados, llegando incluso a haber más de un sistema impactando en él.

3.4.3. Clasificación de los fenómenos asociados a la precipitación y pruebas de hipótesis

Cuando finalmente se asignaron todos los eventos a uno o más sistemas asociados, se realizó una agrupación de las diferentes categorías responsables de la precipitación. En algunos casos, se llegó incluso a combinar más de una categoría, basado en la similitud entre categorías y en respuesta a la poca frecuencia de algunas de ellas. La agrupación entre categorías se validó mediante pruebas estadísticas, en donde se corroboró que no había diferencias significativas entre un grupo de datos y otro.

Obtenidas las categorías finales de los sistemas atmosféricos asociados, se realizó un análisis exploratorio de los datos isotópicos respectivos a cada una de ellas. Asimismo, se llevaron a cabo fueron pruebas de Kolmogorov-Smirnov con significancia estadística del 5%, utilizando el programa computacional MATLAB. Gracias a este procedimiento, se determinó que los datos isotópicos de todas las categorías no seguían una distribución normal, por lo que las pruebas de hipótesis que se realizaron a continuación fueron del tipo no paramétricas. Como requisito previo a ello, se comprobó también que los grupos de datos con los que se contaban cumplieran con la condición de homocedasticidad, es decir, homogeneidad de varianzas, lo cual se comprobó mediante un test de Levene.

Las pruebas estadísticas que se llevaron a cabo fueron de Kruskal-Wallis ($\alpha=0.05$) para evaluar diferencias significativas entre grupos. De no existir estas diferencias, se asume entonces que los datos comparados provienen de una misma distribución. Estas pruebas se realizaron mediante el programa R-Studio, y se compararon los datos isotópicos propios de cada categoría, es decir, se realizaron tres pruebas distintas, una para $\delta^{18}\text{O}$, y otras para $\delta^2\text{H}$ y d . El objetivo principal de este procedimiento fue determinar si algún sistema atmosférico tenía alguna una firma isotópica característica, tal como se ha observado en trabajos ubicados en sitios tropicales, como en el de Sánchez-Murillo et al. (2019).

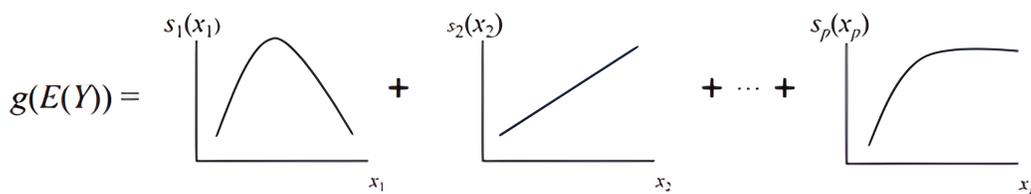


Figura 8: Representación gráfica de los GAM. Tomado de Larsen (2015)

3.5. Modelo aditivo generalizado para explicar la composición isotópica de la precipitación

Un modelo aditivo generalizado (GAM, por sus siglas en inglés) es una extensión de los Modelos Lineales Generalizados, que son a su vez, una generalización de los modelos lineales, y entre sus principales características está el poder operar con distribuciones de datos pertenecientes a la familia exponencial, en lugar de solo hacerlo con la distribución normal, ampliando así su rango de aplicaciones.

Estos modelos siguen la siguiente estructura general:

$$g(E(Y)) = \beta_0 + f_1(x)_1 + f_2(x)_2 + \dots + f_m(x)_m \quad (10)$$

en donde Y es la variable de respuesta perteneciente a una distribución de la familia exponencial, β_0 es el vector de coeficientes, y las funciones $f_i(x_i)$ son funciones suaves de las variables predictoras, las cuales pueden ser no lineales dependiendo del patrón que sigan los datos (Larsen, 2015). Una forma gráfica de ver un modelo aditivo generalizado se presenta en la Figura 8.

En ella se puede notar cómo las funciones suaves se adaptan al patrón de datos que sigue cada variable predictora, y al ser un modelo aditivo, se pueden sumar una por una las contribuciones de cada x_i . Esta característica los convierte en un modelo más poderoso que un simple modelo lineal múltiple, pues en este último se asume que las relaciones entre variables son siempre lineales, lo cual es poco común en la naturaleza.

Hay distintas maneras de ajustar las funciones suaves, uno de los métodos más utilizados son los llamados “splines de regresión”. De acuerdo con Larsen (2015), este método es más práctico y computacionalmente más sencillo. Las splines de regresión consisten en una combinación lineal de “funciones base” que no dependen de la variable dependiente Y . Matemáticamente hablando, una spline de regresión se define del siguiente modo:

$$f(x) = \sum_{i=1}^q b_i(x)\beta_i \quad (11)$$

con b_i las funciones base y β_i los parámetros correspondientes.

Para comprender mejor este concepto, Wood (2017) introduce el siguiente ejemplo. Suponiendo una función f que se cree que es de grado 4. En dicho caso, las funciones base serían:

$$b_1(x)=1$$

$$b_2(x)=x$$

$$b_3(x)=x^2$$

$$b_4(x)=x^3$$

$$b_5(x)=x^4$$

Entonces, la función $f(x)$ resultante sería:

$$f(x) = \beta_1 + x\beta_2 + x^2\beta_3 + x^3\beta_4 + x^4\beta_5 \quad (12)$$

que concuerda con la definición presentada anteriormente.

Así pues, con el fin de dilucidar qué determina la composición isotópica de la precipitación muestreada, se generaron GAM para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. Las variables de respuesta que fueron tomadas en cuenta se determinaron con base en estudios como Le Duy et al. (2018), Datta et al. (1991) y Suzuki y Endo (2001), así como en la teoría propuesta por Ingraham (1998) sobre los efectos isotópicos, los cuales se refieren a

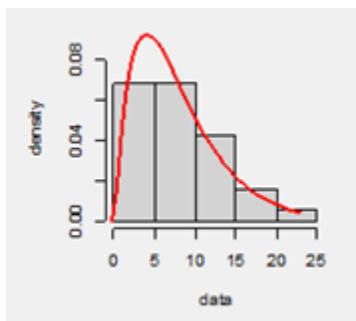


Figura 9: Histograma de datos del $\delta^{18}\text{O}$ (n=41)

las repercusiones de la altitud, latitud o cantidad de precipitación en su composición isotópica.

De este modo, las variables de respuesta tomadas en cuenta para el GAM fueron: precipitación *in situ*, precipitación acumulada en la trayectoria de la masa de aire (la cual se había obtenido previamente mediante HYSPLIT), intensidad de la lluvia (dato calculado con la información del pluviómetro) y temperatura del tope de nube. Esta última información se obtuvo de la Biblioteca de Datos Climáticos de la NOAA⁶, la cual es una base que contiene información de diversas variables meteorológicas a nivel global. La base de datos consultada contiene información de la temperatura del tope de la nube (TTN) registrada en las nubes medias de la atmósfera.

Para hacer este análisis se tomaron en cuenta únicamente los datos isotópicos correspondientes a un solo evento de lluvia muestreado, por tanto, se excluyeron los eventos combinados, buscando así tener más precisión. Con esto se contaron entonces con 41 registros de datos. Asimismo, estos valores se multiplicaron por -1, con el fin de que el conjunto de datos perteneciera a los reales positivos y que así adoptaran una distribución Gamma. Para los datos de deuterio, se eliminaron aquellos registros de $\delta^2\text{H} < 0$, con el fin de cumplir con las condiciones de dicha distribución. Los histogramas de cada variable ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) se presentan en las Figuras 9 y 10.

Posteriormente, se procedió a realizar el modelo, todo esto con ayuda del programa R Studio versión 4.0.2, específicamente con la paquetería de mgcv. Para ambas

⁶Disponible en <https://iridl.ldeo.columbia.edu/>

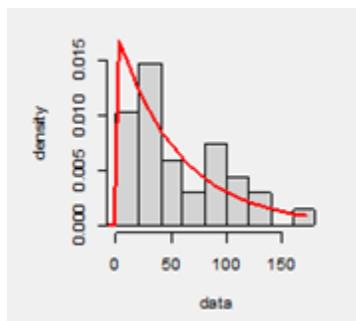


Figura 10: Histograma de datos del $\delta^2\text{H}$ (n=37)

variables se realizaron varios modelos, con el fin de comprobar cuál era el que mejor se ajustaba a los datos, esto se comprobó mediante el coeficiente de determinación R^2 ajustada.

Dicho coeficiente es un tipo de corrección que se le aplica al coeficiente de determinación o R^2 que subsana la tendencia de éste de aumentar conforme se aumentan las variables predictoras, lo que puede generar una malinterpretación de lo que realmente predice el modelo (Rodríguez, 2005). Por otro lado, la desviación explicada es similar al coeficiente R^2 , pero para familias no gaussianas (Clark, 2019).

La comparación y elección del modelo idóneo se llevó a cabo mediante el Criterio de Información de Akaike (AIC). Éste es un criterio para la comparación y selección de modelos estadísticos. La selección del mejor modelo, asumiendo que todos los modelos a comparar son estadísticamente significativos, será aquél que tenga el valor más bajo de AIC. Todos los modelos presentes en resultados se validaron mediante la función *gam.check()* que ofrece el paquete *mgvc*.

4. Resultados

4.1. Precipitación

Durante el periodo de estudio (1 mayo al 14 de noviembre de 2019), se registraron 97 eventos de precipitación, acumulando un total de 664.9 mm. La Figura 11 muestra la precipitación registrada por hora durante la temporada de lluvias de 2019 en el sitio muestreado. Como puede observarse, las horas en las que hubo mayor incidencia de lluvia fueron entre las 17:00 y las 0:00 hrs (UTC-5), la hora con mayores registros de lluvia fue las 19:00 hrs. Se puede notar, por tanto, que el fenómeno de precipitación en esta zona de la CDMX se presentó mayoritariamente en las tardes/noches durante el periodo investigado.

Como se explicó en la sección de Metodología, a pesar de tener un registro de 97 eventos de lluvia, estos eventos se distribuyeron en 64 muestreos, de los cuales, sólo se tomaron en cuenta 62 para el análisis isotópico. En general, estas 62 muestras registraron las siguientes características:

- Un acumulado total de lluvia de 664.9 mm, con un valor promedio por evento de 10.7 mm; el valor máximo registrado fue de 55.6 mm para uno de ellos.
- Una duración total de 415.8 horas, con un valor promedio de 4.37 horas por evento. No obstante, la duración que registró cada evento fue muy variada, desde unos cuantos minutos, hasta más de 24 horas.
- En promedio, la intensidad de los eventos fue de 2.83 mm/h, aunque hubo un evento de alta intensidad (24 mm/h). Por otro lado, la intensidad que se registró

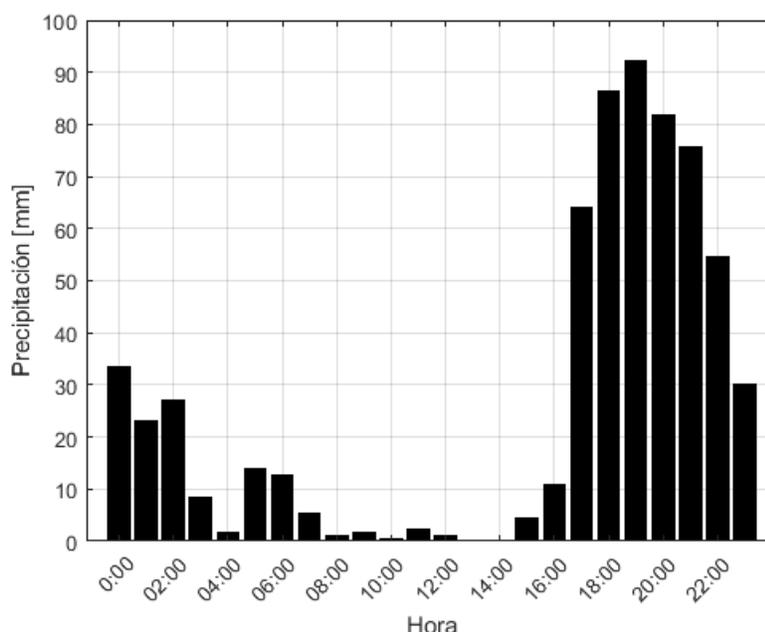


Figura 11: Distribución horaria de la precipitación registrada durante la temporada de lluvias de 2019 en el Área Experimental de Azoteas Verdes, Jardín Botánico de la UNAM, campus Ciudad Universitaria, CDMX

Tabla 4: Estadística descriptiva de los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ en la lluvia

Isótopo	Máximo (‰)	Mínimo (‰)	Promedio (‰)	Mediana (‰)	Desviación Estándar
$\delta^{18}\text{O}$	-0.55	-21.87	-8.24	-7.00	5.49
$\delta^2\text{H}$	8.60	-163.20	-52.87	-42.20	45.73

con más frecuencia fue de 1.2 mm/h, lo que nos habla que los eventos de lluvia muestreados fueron de intensidad débil en general.⁷

4.2. Composición isotópica de la precipitación

En la Tabla 4 se presentan los valores de estadística descriptiva de cada uno de los isótopos muestreados. Se puede observar que el $\delta^2\text{H}$ tiene un rango mucho mayor que el $\delta^{18}\text{O}$, y por ende, las variaciones en la primera son mayores.

⁷Esto basado en el criterio de intensidad de la American Meteorological Society, en donde los eventos de 2.5 mm/h o menores se consideran como lluvia ligera, los eventos de lluvia moderada van de 2.6 mm/h a 7.6 mm/h, y los eventos de lluvia fuerte son mayores a 7.6 mm/h

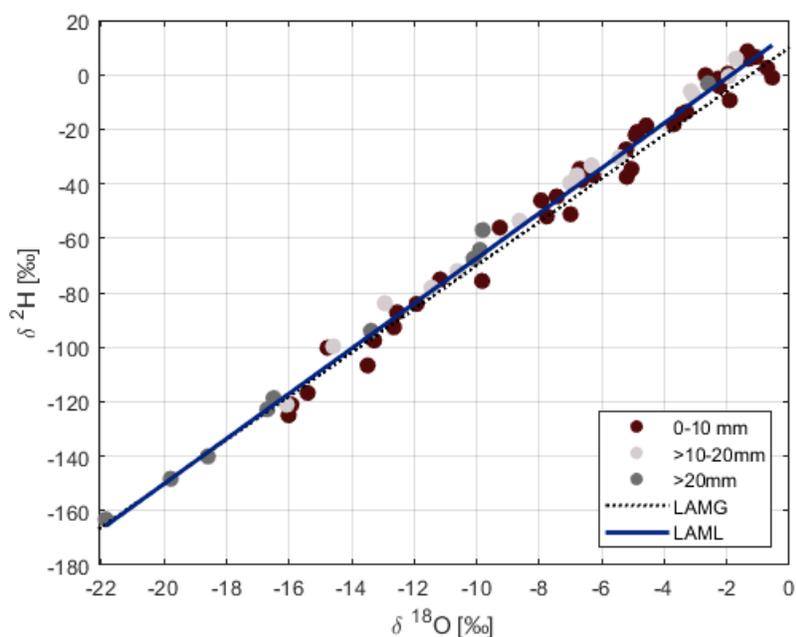


Figura 12: Línea de Agua Meteórica Local (LAML) para el sitio de estudio (línea azul) comparada con la Línea de Agua Meteórica Global (LAMG) (línea punteada). Los círculos rellenos en diferentes colores representan la precipitación clasificada de acuerdo al tamaño de los eventos

4.3. Línea de Agua Meteórica Local

La Línea de Agua Meteórica Local (LAML) en el sitio estudiado, está descrita por la ecuación 13.

$$\delta^2H = 8.28\delta^{18}O + 15.39 \quad (13)$$

Lo anterior está representado gráficamente en la Figura 12, así como la comparación de la LAML con la Línea de Meteórica Global (LAMG); también en esa figura se presenta la composición isotópica de la lluvia clasificada de acuerdo con la cantidad de precipitación de los eventos. Esto último, se hizo para observar un posible “efecto de cantidad” en la señal isotópica de la precipitación.

4.4. Exceso de deuterio (d)

En la Figura 13 se presentan los resultados del exceso de deuterio (d) y su variabilidad registrada durante el periodo muestreado. Debido a que valores de $d > 10\%$ representan una posible re-evaporación del agua precipitada, se colocó una línea horizontal resaltando este número.

El rango de los valores a lo largo de los eventos muestreados se encuentra entre 1.22% y 21.48%. El valor promedio obtenido fue de 13.11%, y el valor más repetido es de 13.5%; por otro lado la desviación estándar fue de 5.09. Con todo esto se puede notar que existe una variación bastante amplia de los valores de d , mismo que se observa en la Figura 13.

En dicha figura puede percibirse también que no se encuentra un patrón claro sobre la variación de d a lo largo de la temporada de lluvias, en todos los meses muestreados se presentan valores de $d > 15\%$, en tanto que, en los meses de mayo a septiembre, se registraron valores de $d < 5\%$, aunque en toda la serie de datos predominan los valores de $d > 10\%$.

En específico, los valores más altos de d se presentaron en las siguientes fechas:

- Durante un evento ocurrido en la noche del 13 y la madrugada del 14 de junio se registró un valor de d igual a 21.48%, el valor más alto de todas las muestras colectadas.
- A lo largo de la tarde 16 y la madrugada del 17 de septiembre ocurrió un evento de lluvia que dejó un registro de d equivalente a 21.26%.
- Valores de $d > 19\%$ se registraron en diversas ocasiones. La primera de ellas fue el 21 de mayo, con un registro de $d = 19.29\%$; posteriormente, el 4 de julio se registró un valor de $d = 19.55\%$; a finales de agosto e inicios de septiembre, tres muestras registraron un valor de exceso de deuterio de 19.2%, 19.06% y 19.61%, respectivamente.

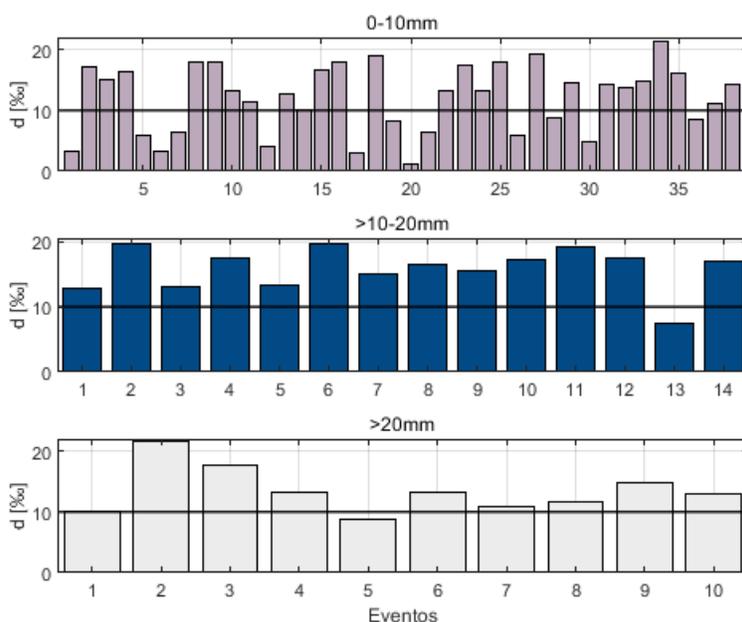


Figura 14: Valores de exceso de deuterio por rangos de precipitación

4.5. Dirección de las masas de aire y principales fuentes de humedad

En total, se obtuvieron 71 trayectorias, las cuales 21 (29.57 %) provenían de alguna fuente continental y el resto (70.43 %) fueron asociadas a fuentes oceánicas. Las direcciones de donde provenían estas parcelas de aire están ilustradas en la Figura 15, en tanto que las posibles fuentes de humedad que originaron dichas parcelas se presentan en la Figura 16.

En la Figura 15 puede apreciarse la gran diversidad de direcciones de las que provenían estas masas, habiendo presencia en casi todas las direcciones posibles representado en una rosa de los vientos convencional. De las 71 trayectorias, 17 provenían del sureste, 13 del este, 10 del noreste, 9 del este-sureste, 5 del suroeste, 4 del nort-noreste, 4 del noroeste, 2 del oeste, 2 del sur, 2 del norte y 2 del este-noreste y 1 del sur-sureste. Apreciablemente, las masas de aire provenientes de alguna dirección al este fueron más comunes que aquellas provenientes de alguna dirección al oeste.

Por su parte, en la Figura 16 se ilustran las principales fuentes de humedad de las trayectorias de aire obtenidas en HYSPLIT. Éstas se dividieron en cuatro categorías:

1. Continental ($n=21$, 29.57 %), que incluye cualquier trayectoria cuyo punto final haya estado en algún punto fuera de una masa de agua oceánica. La mayoría se registraron dentro del territorio mexicano y centroamericano, salvo por un caso en donde el punto final de la trayectoria se registró en los Estados Unidos de América;
2. Golfo de México ($n=17$, 23.94 %), el cual en su mayoría son trayectorias que caen dentro de las mismas longitudes del territorio nacional (es decir, por encima de la Península de Yucatán) y sólo una provenía de zonas marinas cercanas a la República de Cuba;
3. Océano Pacífico ($n=10$, 14.09 %), que en su mayoría corresponden a trayectorias dentro de la Zona Económica Exclusiva del Estado Mexicano, y solo una provenía de latitudes más al sur;
4. Mar Caribe ($n=23$, 32.4 %), provenientes tanto de aguas mexicanas, como de Centroamérica y el Caribe, llegando incluso a provenir de aguas colindantes con países sudamericanos, todas dentro de dicho mar.

Además, en la Fig. 16 se puede advertir cómo las masas de aire provenientes de la fuente continental, el Golfo de México y el Océano Pacífico, siguieron trayectorias muy heterogéneas, mientras que aquellas provenientes del Mar Caribe, son las que siguieron trayectorias más uniformes.

4.6. Sistemas atmosféricos asociados a la precipitación

De acuerdo con boletines emitidos por el SMN de los días en los que se tenían registros sobre eventos de lluvia, se lograron identificar los diferentes sistemas atmosféricos responsables de la precipitación en el área de estudio. Del total de 71

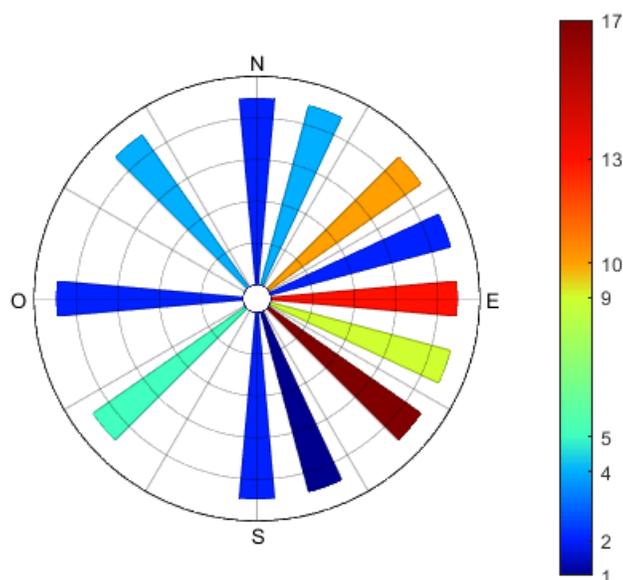


Figura 15: Frecuencias de las direcciones de trayectorias de aire calculadas por HYS-PLIT

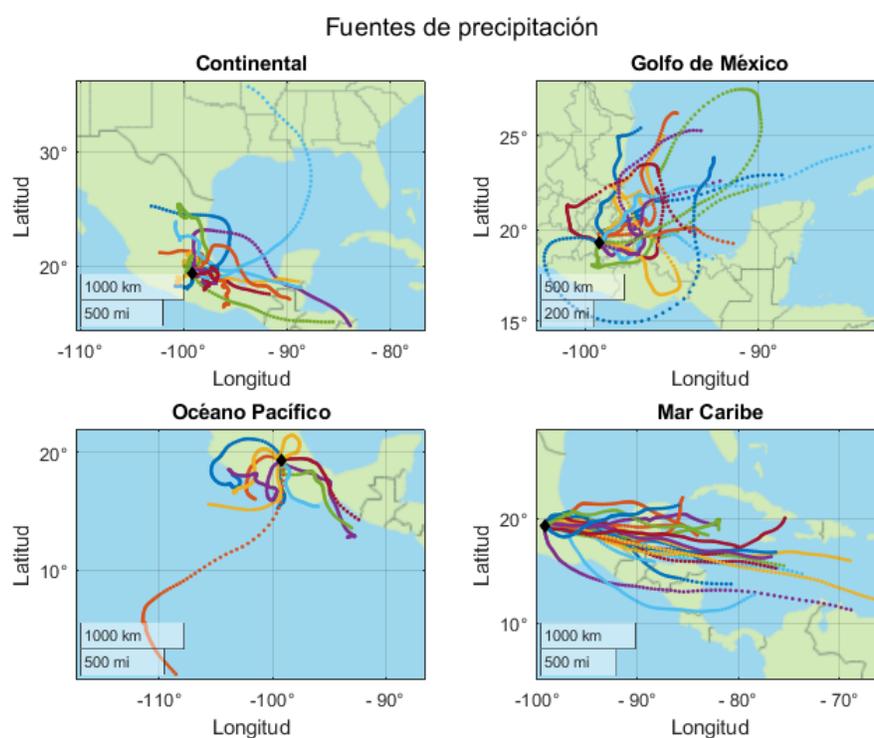


Figura 16: Principales fuentes de humedad determinados por las trayectorias obtenidas en HYSPLIT. El punto negro de donde parten todas las trayectorias corresponde al sitio de muestreo.

Tabla 5: Comparación y agrupación de categorías de los sistemas atmosféricos

Categorías comparadas		Categoría agrupada	n
Categoría 1	Categoría 2		
Sistemas frontales	Sistemas frontales + canal de baja presión	Sistemas frontales + canal de baja presión	3
Ciclones tropicales	Canal de baja presión + zona de baja presión	Zonas de baja presión y ciclones tropicales	4
Corriente de bajo nivel + onda tropical + canal de baja presión	Onda tropical + ZITC + canal de baja presión	Onda tropical + canal de baja presión	4
Canal de baja presión + corriente en chorro de bajos niveles	Corriente en chorro de bajos niveles + canal de baja presión + ZITC	Corriente en chorro de bajos niveles + canales de baja presión	7

trayectorias obtenidas en HYSPLIT, se pudieron corroborar 60 eventos atmosféricos responsables de las lluvias.

No obstante, debido a que el territorio mexicano está altamente influenciado por varios los fenómenos atmosféricos durante las temporadas de lluvia año con año, muchas veces es difícil atribuir la precipitación a un sólo fenómeno. En este caso, varios de los eventos de lluvia se debieron a una combinación de sistemas meteorológicos, aunque la frecuencia de estas combinaciones era mínima, por lo que se optó por hacer una agrupación entre categorías similares, información incluida en la Tabla 5. Este procedimiento siguió la metodología utilizada por Guzmán-Huerta (2019) para agrupar las categorías responsables de la precipitación.

Haciendo este procedimiento y juntando todas las categorías, se obtuvieron un total de seis, mismas que están detalladas en la Tabla 6. En total, 55 eventos pudieron ser clasificados en estas categorías. Se aprecia que el sistema más frecuente durante la temporada de lluvias 2019 fueron los canales de baja presión, y la menos frecuente fue la categoría combinada “Sistemas frontales + canales de baja presión”, con únicamente tres eventos.

4.7. Firmas isotópicas por categorías

La Figura 17 presenta los diagramas de caja y bigotes que resultó de agrupar los datos por categorías y analizarlos con sus pares isotópicos respectivos y con el valor de d correspondiente. Para los datos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se encontró mucha dispersión en

Tabla 6: Categorías de los sistemas atmosféricos asociados a la generación de lluvia

#	Categoría	<i>n</i>
1	Canales de baja presión	22
2	Ondas tropicales	4
3	Sistemas frontales + canales de baja presión	3
4	Canales de baja presión + ondas tropicales	15
5	Corriente en chorro de bajos niveles + canales de baja presión	7
6	Zonas de baja presión y ciclones tropicales	4

los datos, siendo el $\delta^2\text{H}$ el que contiene un rango más amplio. En ambas variables isotópicas, la categoría 3 (Sistemas frontales + canales de baja presión) es la que presenta un rango más pequeño, lo que coincide también con la categoría con el menor número de eventos registrados. También la categoría 5 registra una dispersión no tan amplia, aunque con un valor atípico bajo el límite inferior en ambos casos. En las demás categorías se observa una mayor dispersión, e incluso se puede advertir que la distribución de esas muestras no es normal, al no tener la mediana (la línea roja) representada en la parte media de la caja, sino más recorrida al cuartil inferior o superior.

Pasando a los datos de exceso de deuterio, se aprecia que todos los valores son positivos y que, además, el rango de éstos en todas las categorías no es muy amplio (1.19-21.48‰). Al igual que con los otros datos, las categorías 1 y 5 son las que tienen una distribución más amplia, y al contrario de lo que sucedía con el $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, la categoría 3 está un poco más dispersa. Observando la mediana dentro de las cajas, se puede inferir que las poblaciones tampoco son normales en este parámetro, pues no se encuentran en la parte media, aunque en algunas categorías (1 o 3) la mediana parece estar más al centro que en otras (4, 5, 6).

Si bien la categoría más frecuente (*i.e.* los canales de baja presión) fue la que dejó una mayor cantidad de lluvia en mm (Fig. 18), obteniendo la razón entre el total de lluvia producida por cada una de las categorías, entre la frecuencia de éstas (*i.e.* el

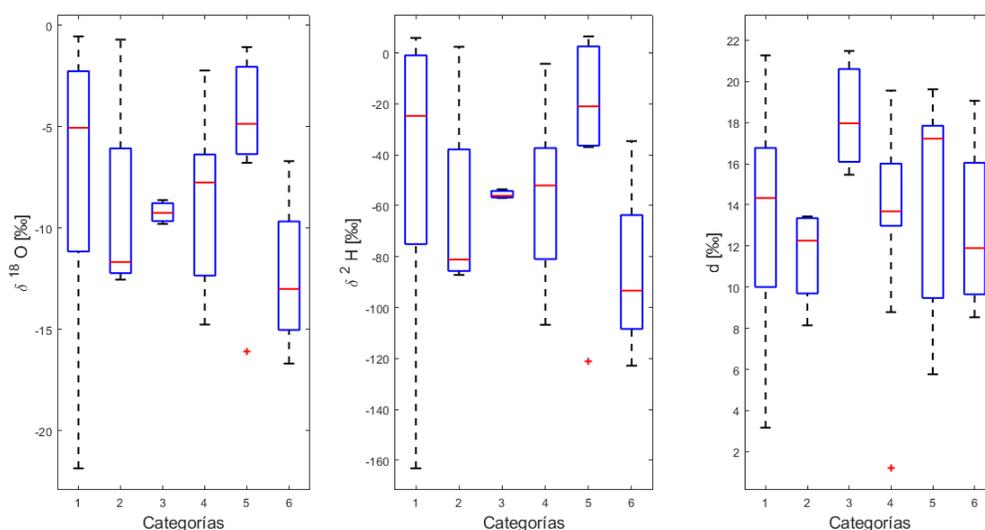


Figura 17: Diagrama de caja y bigotes de la información isotópica ($\delta^{2}\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y d) de las distintas categorías.

promedio), se observa que no necesariamente la categoría más frecuente fue la que ingresó en promedio la mayor cantidad de precipitación. En ese sentido, el sistema que más precipitación produjo en la zona de estudio fueron las ondas tropicales, correspondientes a la categoría no. 2. También en esta figura, se muestra la precipitación total acumulada en la trayectoria por cada una de las categorías. Al tener más eventos de lluvia incluidos en ciertas categorías, las más frecuentes (categorías 1 y 4; “Canales de baja presión” y “Canales de baja presión + ondas tropicales”, respectivamente) fueron las que más lluvia acumularon en la trayectoria, aunque puede notarse cómo la categoría 6 (“Zonas de baja presión y ciclones tropicales”) acumuló una cantidad importante, considerando que únicamente se le atribuyeron cuatro eventos de lluvia. Dicha categoría incluye tanto ciclones tropicales (CT), como zonas de baja presión con probabilidad de desarrollo ciclónico, lo cual es una prueba de la importancia de los CT para la generación de precipitación en el interior de la República Mexicana.

Los resultados que arrojaron las pruebas de Kolmogórov-Smirnov confirman que, para todas las categorías, los datos de los tres parámetros isotópicos examinados no siguen una distribución normal. Por su parte, las pruebas de Levene arrojaron

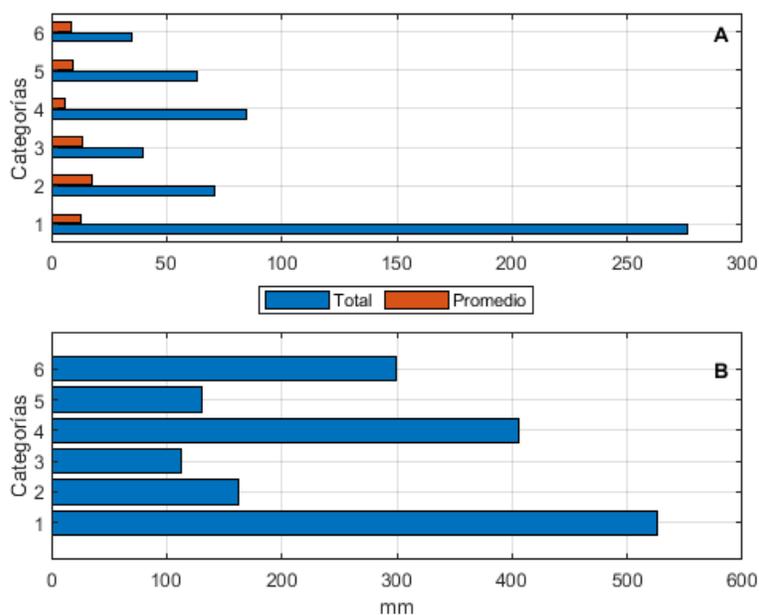


Figura 18: Precipitación por categoría: *in situ* (A) y acumulada durante la trayectoria (B)

confirmaron homocedasticidad en las muestras, arrojando valores p mayores a 0.05 para los conjuntos de datos de las tres variables (0.11 para $\delta^{18}\text{O}$; 0.09 para $\delta^2\text{H}$; 0.45 para d).

Con este resultado, se procedió a realizar pruebas estadísticas en busca de diferencias significativas entre grupos que pudieran confirmar si alguna categoría tenía una firma isotópica particular. Se realizaron entonces test de Kruskal-Wallis, que es la alternativa no paramétrica a una prueba de ANOVA entre grupos. De encontrar diferencias, es necesaria la realización de pruebas *post-hoc*, las cuales sirven para identificar cuál es el grupo “diferente”. En este caso, se realizaron tres pruebas de este estilo, uno para cada uno de los datos isotópicos, en los que las diferentes categorías se trataron como “tratamientos” dentro de las pruebas. Los valores de p obtenidos tras realizar este procedimiento, con una significancia del 5%, fueron los siguientes:

- Para el $\delta^{18}\text{O}$ se obtuvo un valor de $p = 0.1428$
- Para el $\delta^2\text{H}$ se obtuvo un valor de $p = 0.1654$

- Para el exceso de deuterio (d) se obtuvo un valor de $p = 0.2885$

Dado que los tres valores fueron mayores al valor de significancia (0.05), se concluye que no se encontró una diferencia significativa entre los valores de las distintas categorías para ninguna de las variables isotópicas, por tanto, no se identificó una firma isotópica específica para alguna de las categorías.

4.8. Modelo Aditivo Generalizado

En la Tabla 7 se presentan los resultados obtenidos de cada modelo construido, así como las variables predictoras que se tomaron en cuenta, el valor de la R^2 ajustada (R_a^2) y la desviación explicada, asimismo, se presenta el valor del Criterio de Información de Akaike (AIC), con el cual se comprobó cuáles modelos eran mejores sobre otros.

En el primer modelo para explicar la variable $\delta^{18}\text{O}$, se tomaron en cuenta todas las variables predictoras contempladas, todas ellas como un componente suavizado y, aunque muestra una R^2 ajustada muy elevada y una desviación explicada de más del 50 %, las variables de Precipitación *in situ* e Intensidad no mostraron un valor p de significancia. Debido a ello, en el siguiente modelo sólo se tomaron en cuenta dos variables independientes: precipitación en la trayectoria y temperatura del tope de nube. Sin embargo, este último presentó los valores más bajos tanto en R_a^2 como de desviación explicada.

Por su parte, el primer modelo para explicar la composición de $\delta^2\text{H}$, el cual consideró todas las variables predictoras como términos suavizados. Se observa cómo los valores de R_a^2 y desviación explicada son menores que para la variable anterior, además tanto la precipitación *in situ* como la precipitación en la trayectoria, resultaron no ser significativas en cuanto a sus valores p . Por ello, se realizó un modelo considerando únicamente la intensidad y la temperatura del tope de nube como variables independientes, la primera como un término suavizado y la segunda como un término

Tabla 7: Resultados de los modelos Aditivos Generalizados. (TTN: Temperatura de tope de nube)

Variable isotópica	VARIABLES predictoras	R^2 ajustada	Desviación explicada (%)	AIC
$\delta^{18}\text{O}$	Precipitacion_insitu; Precipitacion_trayectoria Intensidad; TTN	0.64	52.7	222.4370
	Precipitacion_trayectoria; TTN	0.44	39.2	224.0579
$\delta^2\text{H}$	Precipitacion_insitu; Precipitacion_trayectoria Intensidad; TTN	0.42	37.3	356.4012
	Intensida; TTN	-0.04	17.9	361.7744

lineal. Este modelo presentó resultados muy poco favorables, siendo el que menos explicaba los valores de deuterio en la lluvia.

Para ambas variables, los modelos que contemplaban todas las variables con términos suaves fueron los que mejor representaron la variación de las variables isotópicas. Sin embargo, ambos modelos presentaron variables isotópicas con un bajo nivel de significancia, por lo que se asume que el aumento en R_a^2 y desviación explicada se dio debido a la adición de variables. Para el caso de $\delta^{18}\text{O}$, el segundo modelo que contemplaba únicamente dos variables de respuesta tiene valores de R_a^2 y desviación explicada aceptables, aunque no se alcanza a explicar la mitad de la variación de la variable. Para el $\delta^2\text{H}$, por su parte, el considerar sólo dos variables explicativas no fue muy favorable, lo cual puede deberse, entre otras cosas, a que esta variable contó con un menor número de datos, haciendo en general, más difícil la modelación.

Las Figuras 19 y 20 muestran, respectivamente, los modelos seleccionados que explican las variables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$. Se eligieron estos modelos puesto que, a pesar de tener un mayor valor en el AIC, todos sus componentes son significativos, convirtiéndolos en un buen modelo, a pesar de no explicar lo suficiente. En ambas Figuras se puede observar que, para el caso de la temperatura del tope de nube (TTN), existe una tendencia inversa, es decir, conforme la temperatura sube, las variables isotópicas se vuelven más positivas, que en términos de hidrología isotópica significa que se enriquecen. Caso contrario con las otras dos variables presentes en las gráficas, a saber, precipitación acumulada en la trayectoria para el caso del $\delta^{18}\text{O}$, e intensidad para el $\delta^2\text{H}$. En el primero vemos cómo las muestras se empobrecieron (agotaron) del isóto-

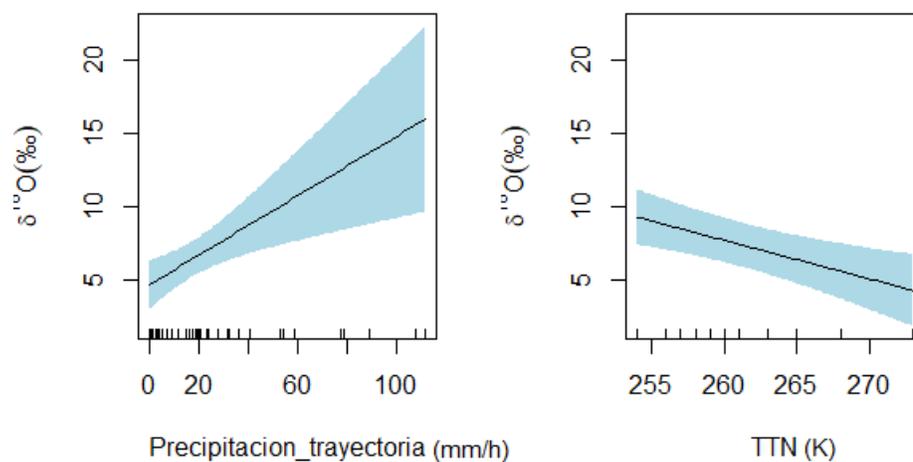


Figura 19: Gráficas del modelo GAM para explicar la variación de $\delta^{18}\text{O}$ en las muestras. Los valores del eje-y deben interpretarse con un signo negativo. (TTN: Temperatura de tope de nube)

po de oxígeno a medida que la cantidad de lluvia en la trayectoria iba en aumento. Asimismo, entre más intensidad de lluvia se registró en cada evento, la tendencia de $\delta^2\text{H}$ fue de empobrecimiento.

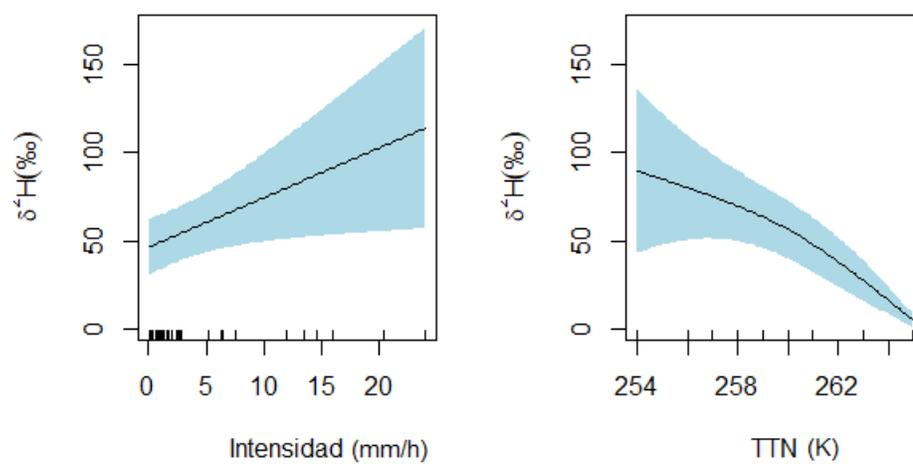


Figura 20: Gráficas del modelo GAM para explicar la variación de $\delta^2\text{H}$ en las muestras. Los valores del eje-y deben interpretarse con un signo negativo. (TTN: Temperatura de tope de nube)

5. Discusión

5.1. Composición isotópica de la lluvia

Durante el periodo de estudio (1 de mayo al 14 de noviembre de 2019), el rango observado en $\delta^{18}\text{O}$ fue de -21.87‰ a -0.55‰ , y para $\delta^2\text{H}$ fue de -163.20‰ a 8.60‰ . Comparando estos resultados con valores reportados para la precipitación en sitios cercanos a la región investigada, se observa que la variación en la composición isotópica aquí encontrada posee un rango mucho más amplio.

Al respecto, el estudio realizado por Cortés et al. (1997) en la Cuenca de México y alrededores, en el cual se integró información isotópica de trabajos previos, mostró un rango menor en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ (-21.5‰ a -1.5‰). Asimismo, el rango de variación que reportan Cortés y Farvolden (1989) en Sierra de las Cruces (a 3250 msnm) para $\delta^2\text{H}$ (-153‰ a -9‰) fue también más pequeño. Recientemente, Aguilar-Ramírez et al. (2017) en su estudio realizado en la región centro-noroeste de la Sierra Madre Oriental (entre 2740 y 56 msnm), reportaron también una variación bastante más reducida en ambos isótopos, siendo de -80.34‰ a -25.35‰ para el $\delta^2\text{H}$, y de -11.75‰ a -4.89‰ para el $\delta^{18}\text{O}$.

Las diferencias encontradas pueden deberse a varios factores: 1) el número de muestras analizadas, 2) el periodo y resolución del muestreo en los diferentes estudios (*i.e.*, época de lluvias y de secas, muestras diarias, semanales o mensuales), y 3) posibles efectos de fraccionamiento isotópico por evaporación. Al respecto, Cortés y Farvolden (1989) reportan muestreos realizados en tres sitios ubicados en la cima de la Sierra de las Cruces durante los meses de mayo a agosto de 1985 y de junio a

septiembre de 1986 (temporada de lluvias); el total de muestras analizadas fue de 24. Por otro lado, Cortés et al. (1997) reportan resultados de 85 muestras colectadas de estudios realizados en la Cuenca de México con anterioridad, por lo que las fechas y periodicidad de muestreo varía entre ellas. Finalmente, en el trabajo de Aguilar-Ramírez et al. (2017), se analizó el contenido isotópico de 12 muestreadores de agua pluvial ubicados en distintos puntos de la Sierra Madre Oriental, los cuales colectaron lluvia de diversos eventos de precipitación durante la temporada de lluvias de 2012 (julio a octubre), aunque no se especifica el total de eventos o número de muestras analizadas. En el presente trabajo, la colecta de muestras fue, en la medida de lo posible, a nivel de evento, intentando no mezclar dos o más eventos de lluvia, obteniéndose un total de 64 muestras, lo que podría explicar el rango de variación más amplio.

En caso de un posible efecto por fraccionamiento isotópico, existen varias razones que pueden ocasionar tal fenómeno. El más importante y determinante en la composición isotópica de la lluvia, es el que se produce cuando el agua de lluvia colectada en el muestreador está sujeta a evaporación, dejándola más agotada en isótopos ligeros. No obstante, los trabajos citados anteriormente aclaran en su metodología que la recolección de muestras se realizó con un equipamiento especial para evitar pérdidas por evaporación. A excepción del trabajo de Cortés et al. (1997), en donde al ser un análisis de trabajos publicados anteriormente, no se tiene certeza del tratamiento en la colecta y posterior procesamiento de muestras.

En este trabajo, los muestreadores pluviales fueron equipados con material aislante y dispuestos con un objeto flotador en su interior para evitar la evaporación de la muestra y, una vez colectada ésta fue refrigerada hasta su análisis en el laboratorio. Otras causas que ocasionan el fraccionamiento están relacionadas con procesos al interior de las nubes antes de precipitar. Debido a que se muestrearon distintos eventos durante la temporada de lluvias, es entendible que los sistemas precipitantes hayan diferido entre estudios, tanto en trayectoria como en cantidad de lluvia, provocando un menor o mayor fraccionamiento en cada caso. Factores ambientales como la humedad

Tabla 8: Ecuaciones de LAML obtenidas en trabajos cercanos al sitio de estudio

Sitio de Estudio	Ecuación	Referencia
Sierra de las Cruces	$\delta^2\text{H} = 7.95 \delta^{18}\text{O} + 11.77$	Cortés y Farvolden (1989)
Cuenca de México	$\delta^2\text{H} = 7.97 \delta^{18}\text{O} + 11.03$	Cortés et al. (1997)
Región centro-noreste de la Sierra Madre Oriental	$\delta^2\text{H} = 8.15 \delta^{18}\text{O} + 15.00$	Aguilar-Ramírez et al. (2017)
Ciudad Universitaria, Coyoacán, Ciudad de México	$\delta^2\text{H} = 8.28 \delta^{18}\text{O} + 15.39$	(Presente trabajo)

relativa o el déficit de presión de vapor registrados en el momento de la precipitación también pudieron influir en la variación de los datos isotópicos (Pfahl y Sodemann, 2013).

Los resultados también mostraron que los valores más negativos de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ corresponden a eventos de precipitación de gran tamaño (>20 mm de lluvia), lo cual puede responder a un efecto de cantidad. Asimismo, los valores más positivos corresponden en su mayoría a los eventos de lluvia más pequeños (0-10 mm). Esto es consistente con lo que reportan Rozanski et al. (1993) quienes analizaron datos isotópicos de las estaciones pertenecientes a la GNIP y encontraron que, para aquellos sitios ubicados en islas tropicales (entre 20°N y 20°S), existe una clara correlación entre la cantidad de lluvia y el contenido de $\delta^{18}\text{O}$, tanto de manera mensual como anual. En ese mismo trabajo se reportaron patrones similares a los encontrados en el presente trabajo, es decir, una relación inversa entre la cantidad de lluvia y la firma isotópica. Sin embargo, para sitios continentales, Dansgaard (1964) reporta una baja correlación entre estas variables, por lo que se necesitaría un análisis más profundo para asegurar la existencia de un efecto de cantidad en las muestras.

Si bien existen diferencias en los rangos de valores isotópicos entre sitios cercanos a la zona de estudio, se puede observar en la Tabla 8 que existe una gran similitud en las LAML, a pesar de que los trabajos citados no necesariamente abarcan el sitio de estudio *per se*. Esta consistencia se observa particularmente en los valores de pendiente, la cual es también similar al valor de la pendiente que reporta la LAMG.

Al respecto, Aguilar-Ramírez et al. (2017) mencionan que la posición latitudinal es

el principal factor que afecta al fraccionamiento del vapor de agua en el océano, pues éste controla las temperaturas oceánicas y, por lo tanto, atribuyen dicho parámetro al intercepto de la LAML obtenida en su trabajo. Tal estudio se realizó en una latitud ubicada entre los 21° y 22°N, y los autores afirman que es una latitud en donde las tasas de evaporación superan al promedio mundial debido a la temperatura, lo cual se ve reflejado en la LAML. Sin embargo, también mencionan que no existen fuentes secundarias de vapor, siendo la principal fuente el Golfo de México.

Por otra parte, las diferencias entre la LAML y la LAMG reportadas por Cortés y Farvolden (1989), las atribuyen a que dichas muestras provenían de distintas fuentes de vapor, así como a masas de aire que muy probablemente habían precipitado en su trayectoria.

Finalmente, la LAML presentada en el trabajo de Cortés et al. (1997) se obtuvo con datos muestreados en trabajos anteriores que se llevaron a cabo dentro de la Cuenca de México o en zonas cercanas a ella. De todos los estudios, éste es el que abarca un área mayor, de modo que los autores la presentan como un resultado representativo de toda la región de la parte central de México, incluyendo la Cuenca de México y la Faja Volcánica Transmexicana.

En el presente trabajo, el valor de la pendiente de la LAML puede indicar contenido de agua oceánica, lo que es consistente con Aguilar-Ramírez et al. (2017), además de ser muy cercano a los valores publicados anteriormente. Mientras que, las variaciones en el intercepto sugieren procesos de re-evaporación en las muestras de lluvia, lo cual se relaciona con el exceso de deuterio. Similar a lo que sugieren Cortés y Farvolden (1989), las masas de aire precipitan en su trayecto al sitio de estudio, y aunado a ello, la precipitación provenía de distintas fuentes de agua como se discutirá más adelante.

5.2. Exceso de deuterio: contribución por reciclaje de humedad terrestre en la precipitación

Profundizando en los resultados obtenidos en los valores de exceso de deuterio (d) (Figura 13), puede percibirse que no se encuentra un patrón claro sobre la variación de d con el transcurrir de la temporada de lluvias. A pesar de que en otros trabajos se han reportado claras diferencias estacionales, aquí no se percibe un patrón claro debido probablemente al periodo de muestreo. Un ejemplo de un patrón estacional se reporta en el trabajo de Feng et al. (2009), quienes mostraron un máximo de d en el invierno y un mínimo en el verano para latitudes medias ($>30^\circ\text{N}$). En ese mismo trabajo, se analizaron valores anuales de d para una estación en Veracruz (19.2°N), y se encontró un ligero patrón con forma de onda, con un máximo en el mes de agosto y un mínimo en el mes de mayo; no obstante, es un patrón poco perceptible.

El comportamiento mostrado en el presente trabajo se atribuye a que el periodo de muestreo estuvo enfocado en la temporada de lluvias, por tanto, en todos los meses de muestreo se registraron lluvias intensas en la trayectoria recorrida por la masa de aire, favoreciendo así el proceso de re-evaporación de agua continental. Asimismo, al no tener datos correspondientes a la otra mitad del año, es difícil establecer un patrón estacional en las muestras de d , pues sólo se cuenta con datos estivales y otoñales. Sin embargo, los resultados apuntan a una predominancia de valores mayores a 10 para este parámetro, lo que puede ser un indicador de que la lluvia colectada provenía de masas de aire con un importante proceso de reciclaje, mecanismo que refleja que la evaporación de cuerpos de agua continental y evapotranspiración de coberturas vegetales, juegan un papel importante en la composición de lluvia y ciclo hidrológico en esta región. De igual modo, estos valores de d pueden deberse a que el proceso de evaporación se llevó a cabo en condiciones de humedad relativa menor a 85 % (Rhodes et al., 2006).

Por otro lado, se registraron 15 eventos con valores de d menores a 10. Guan y colaboradores (2013) mencionan que esto puede ser resultado de lluvia proveniente

de procesos convectivos, sin embargo, la mayoría de los eventos de precipitación que ocurren en la Ciudad de México durante la temporada de lluvias son producidos por nubes convectivas, de acuerdo con Ochoa et al. (2015), por lo que los bajos valores de d observados podrían ser producto de otros factores. Asimismo, cabe mencionar que, si bien la mayoría de eventos de lluvia ocurren por nubes convectivas, tanto la LAML como los valores de exceso de deuterio, reflejan que la humedad de las nubes responsables de la precipitación proviene de distintos orígenes, como se observa con los resultados de las trayectorias de masa de humedad.

La Figura 14 muestra cómo para los tres rangos estudiados existen valores mayores a 10. Cabe destacar que para las categorías de $>10-20$ mm y >20 mm un gran porcentaje de eventos presenta valores de $d >10$ (92.85 %), lo cual se atribuye a eventos provenientes de sistemas de precipitación en donde el reciclaje de la humedad de las masas de aire fue un proceso importante. Es probable que las masas de aire responsables de dichos eventos se hayan enriquecido con vapor proveniente de fuentes continentales, como sugiere Rhodes et al. (2006) para muestras con $d >10$, lo cual dejaría a entrever el dinamismo de los sistemas atmosféricos durante la temporada de lluvias, y la importancia de las interacciones superficie-atmósfera.

En esta misma Figura, se aprecia también que el rango entre 0 y 10 mm fue el que más presentó valores de $d >10$. A pesar de que es el rango con más valores de $d <10$ (un total de 14), es el que registró más valores de $d >10$ (un total de 24), lo cual puede ser consecuencia de ser el rango con más muestras registradas. Sin embargo, comparando el porcentaje de valores de $d <10$ para esa rango de precipitación (34.21 %) con los otros dos rangos, que registraron menos del 10 %, puede ser que sí exista una tendencia a que en eventos de precipitación menores, el valor de d tienda a ser menor que en eventos de precipitación más extensos.

5.3. Origen y trayectoria de las masas de aire responsables de la formación de lluvia

Los resultados de las trayectorias de las masas de aire muestran que la dirección de vientos más comúnmente registrada fue el Sureste, seguida por el Este. Tal comportamiento responde a la predominancia de los vientos alisios que viajan de oeste a este y se presentan en la temporada estival en el territorio mexicano (Magaña et al., 2003). Estos vientos tienden a debilitarse cuando se presenta el fenómeno ENOS (El Niño-Oscilación del Sur) (Gómez et al., 2003), no obstante, en la temporada de lluvias de 2019 y de acuerdo con el índice ONI⁸ no estuvieron presentes tales condiciones.

Otro de los fenómenos que afectan al territorio mexicano son las Ondas Tropicales, las cuales son perturbaciones en los vientos tropicales en forma de elongaciones de baja presión, que viajan hacia el oeste sobre los océanos Atlántico y Pacífico. De acuerdo la American Meteorological Society (AMS) (2012), estas ondas generan condiciones de convergencia, nubosidad y fuertes lluvias. La ocurrencia de estos fenómenos se presenta en las estaciones de verano y otoño (Serra et al., 2010), y es otro de los factores que afecta la presencia de los vientos provenientes del Este durante la época de lluvias en México.

Asimismo, otra dirección de importancia fue el Noreste, siendo la tercera más frecuente. En este caso, tal dirección apunta al Golfo de México, que es una importante fuente oceánica, y que también se ve afectada por los vientos alisios y las ondas tropicales (Serra et al., 2010).

Las direcciones de viento menos frecuentes registradas fueron oeste, sur, norte, este-noreste y sur-sureste. Desde la ubicación del sitio de estudio, tales direcciones apuntan hacia el Océano Pacífico, el cual es una de las ocho regiones de ciclogénesis en el mundo, es decir, que favorecen la formación de ciclones tropicales (Domínguez-Sarmiento, 2012). Esta región tiene influencia por ondas tropicales, y de vientos pro-

⁸Disponible en https://origin.cpc.ncep.noaa.gov/products/analysis_monitoring/ensostuff/ONI_v5.php

venientes de la Zona Intertropical de Convergencia. Sin embargo, la presencia de la Sierra Madre Occidental en el borde oeste del territorio nacional, representa una barrera natural para el viento proveniente de las costas del Pacífico, lo cual pudo influir en que las masas de viento provenientes de esa región no fueran tan comunes.

De igual modo, masas de aire provenientes del norte no fueron comunes. Los sistemas frontales provenientes de Norteamérica son los principales sistemas que suelen aportar viento de esa dirección. Empero, estos se presentan sobre todo en temporadas invernales (Magaña et al., 2003), lo que explica el por qué esta dirección no se registró tan comúnmente.

Si bien en el presente trabajo no se analizaron datos de dirección de viento *per se*, la proveniencia de las trayectorias proporciona una idea general de la circulación de los vientos en el periodo muestreado, y es consistente con las tendencias mencionadas en el trabajo de De Foy et al. (2005), en donde se destaca que los patrones de circulación a escala sinóptica en la Cuenca de México son dos principalmente: el primero, de Noviembre a Abril presenta vientos del oeste, con características anticiclónicas; y el segundo, de Mayo a Octubre, predominan vientos del este con un gran contenido de humedad. Las trayectorias de las masas de aire obtenidas en HYSPLIT, junto con la fuente de humedad correspondiente, coinciden con los resultados obtenidos de las direcciones del viento. Tal como se observa, se encontraron cuatro principales fuentes de humedad: el Océano Pacífico, Golfo de México, Mar Caribe y continental. Nótese que tanto el Golfo de México como el Mar Caribe corresponden a direcciones Este, Noreste y Sureste, las cuales fueron las más frecuentemente registradas, y el Océano Pacífico fue la fuente menos común. La fuente continental, por su parte, registró masas de viento provenientes de diversas direcciones.

Estos resultados reflejan lo que se discutió anteriormente acerca del significado de la LAML y las tendencias de exceso de deuterio. El agua de lluvia registrada en el sitio de estudio contiene agua de fuentes marinas, pues las masas de viento precursoras contenían humedad procedente de tres importantes fuentes oceánicas. Del mismo

modo, y como sugiere el exceso de deuterio, estas masas de aire se enriquecieron de vapor de agua una vez entrando al continente, una vez que comenzó el ciclo de reciclaje de humedad.

Es de igual importancia notar la longitud de las trayectorias, ya que la gran mayoría de las masas de aire recorrieron muchos kilómetros desde su origen. Esto deja una mayor probabilidad de ocurrencia de fraccionamiento isotópico debido al efecto continental.

5.4. Sistemas atmosféricos responsables de la formación de lluvia

Los resultados mostraron que los canales de baja presión fueron los sistemas más dominantes y responsables de la formación de lluvia (ver Tabla 6), presentes tanto de manera individual, como en tres de las categorías agrupadas.

Los canales de baja presión, también llamados vaguadas, son zonas de baja presión que no se encuentran en sistemas cerrados, sino que presentan una forma elongada, siguiendo una línea en donde los vientos adyacentes a ella tienen una mayor presión (NOAA, 2009). Éstos se ubican entre dos sistemas anticiclónicos y muchas veces, están asociados con nubosidad y precipitación. Cabe mencionar que, si bien en la literatura se mencionan diversos tipos de vaguadas, como la vaguada de monzón, vaguada de altos niveles, vaguada dinámica, etc. (IDEAM, 2019), en los boletines del SMN únicamente se menciona el término “canal de baja presión” o “vaguada”, sin especificar algún tipo.

Otra observación importante es que, en la mayoría de los boletines consultados, estos canales eran fácil de reconocer al presentar esta estructura elongada característica y ubicarse en el interior del país entre las dos grandes cadenas montañosas que se ubican a lo largo de los bordes este y oeste del territorio mexicano. En ese sentido, es probable que la orografía juegue un papel fundamental en el desarrollo de estos

sistemas.

El siguiente sistema más frecuente detectado tanto de forma individual como en conjunto con los canales de baja presión, fueron las ondas tropicales. Como se mencionó, estos sistemas se asocian con nubosidad y lluvia, e impactan el territorio mexicano sobre todo de junio a octubre, y no es de extrañarse que su ocurrencia se haya registrado frecuentemente, pues son uno de los principales sistemas que modulan la precipitación en el país.

Según los registros del Centro Nacional para la Prevención de Desastres (CENAPRED), el promedio de ingresos de ondas tropicales de 2006 a 2015 en México fue de 32 (Meza-Landero, 2020), aunque en el año 2019, se identificaron 56 de ellos, lo que la convierte en la segunda temporada de ondas tropicales más activa desde 1995 (Pascual-Ramírez et al., 2020). No obstante, en un estudio realizado por Meza-Landero (2020) sobre el impacto de las Ondas del Este en México durante 2015, identificó que, durante ese periodo, la zona de influencia promedio comprendió principalmente las regiones sur, oriente centro-norte, sureste y noreste, así como la mayor parte del Golfo de México. Debido a que este fenómeno tiene una mecánica bien definida, es probable que ese patrón se repita año con año, haciendo entonces que, a pesar de haberse presentado tantas Ondas Tropicales en 2019, no todas impactaran en la precipitación de la Ciudad de México, sino sólo las 19 identificadas en el presente trabajo.

Otro de los sistemas que se presentó en combinación con los canales de bajos niveles fue la corriente en chorro de bajos niveles del Caribe (CLLJ, por sus siglas en inglés), con un total de siete registros (ver Tabla 6). Esta es una corriente de viento a altas velocidades a niveles bajos de la atmósfera (por debajo de los 660 mb) (Whyte et al., 2008). La importancia de esta corriente reside en su aporte de humedad, transportada del Océano Atlántico al Mar Caribe, el Golfo de México, y la zona continental de Centroamérica, México y parte de Estados Unidos (Martin y Schumacher, 2011). El hecho de que no fuera una categoría tan frecuente comparado

con otras, puede deberse a que el CLLJ presenta una periodicidad bien definida, con máximos de velocidad en los meses de julio y febrero y mínimos en mayo y octubre (Martin y Schumacher, 2011). Como el periodo de muestreo comprendió de mayo a noviembre, coincidió entonces con los mínimos del sistema, lo que pudo repercutir en una menor incidencia de éste, reflejada en los boletines del SMN.

Los eventos de precipitación ocasionados por ciclones tropicales (CT), están contenidos en la categoría “zonas de baja presión y ciclones tropicales”. Los CTs son sistemas de circulación cerrada, con vientos girando de manera antihoraria en el Hemisferio Norte, que giran en torno a una baja presión, que contribuyen al transporte de humedad y precipitación, muchas veces intensas, dependiendo de la categoría que alcance (Domínguez-Sarmiento, 2012). México está ubicado entre dos importantes zonas de ciclogénesis: el Océano Pacífico Oriental y el Océano Atlántico del Noroeste. De acuerdo con Pascual-Ramírez et al. (2020), se formaron 17 CTs en el Océano Pacífico, aunque únicamente 4 tocaron tierra o se presentaron a menos de 100 km de la costa, mientras que en el Océano Atlántico se formaron 18, pero sólo uno tocó tierra. Es probable que por esta razón la influencia de estos sistemas en la región del Centro de México no fue tan notoria, según lo reportado por el SMN. Además, la influencia de los CTs predomina sobre todo en zonas costeras.

Por último, los sistemas frontales junto con canales de baja presión fueron la categoría con menos registros, con un total de tres. Estos se generan por la interacción entre dos masas de aire con distintas características termodinámicas (e.g. temperatura, humedad o densidad). Se nombran según la masa de aire predominante en el sistema; en el caso presente, los sistemas frontales que se presentaron fueron los denominados “frentes fríos”, en donde una masa de aire frío desplaza a una masa de aire cálido, elevándola a su paso y generando condiciones de nubosidad y precipitación. En México, la temporada de frentes fríos inicia en septiembre y termina en mayo del año siguiente, aunque el 68 % de estos sistemas tienen una mayor incidencia de noviembre a marzo (Pascual-Ramírez et al., 2020). Tal característica puede ser causante de los pocos registros de frentes durante el periodo de muestreo.

Las ondas tropicales fueron las que ingresaron la mayor cantidad de lluvia en promedio durante el periodo investigado, es decir, de los pocos eventos asociados a las ondas tropicales, cada uno en lo individual ingresó una cantidad de lluvia mayor comparado con los otros sistemas. No obstante, el promedio de acumulado para todas las categorías fue muy similar, lo cual podría ser indicativo del comportamiento general de la precipitación en el centro de México. Si bien, múltiples sistemas son los responsables de la precipitación, factores como la orografía podrían condicionar la magnitud de los eventos de lluvia que se presentan en el centro del país. Para la precipitación acumulada en la trayectoria, los canales de baja presión fueron los sistemas que registraron las mayores cantidades, pero seguramente, esto es consecuencia directa de que fue el sistema más frecuente en los registros.

5.5. Firmas isotópicas asociadas a los sistemas atmosféricos

En general, se observó una dispersión alta en los valores de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ entre las categorías, así como también para los valores de d . Las categorías 1 y 4 (“Canales de baja presión” y “Canales de baja presión + ondas tropicales”, respectivamente) fueron las que presentaron una mayor variabilidad en los valores tanto para $\delta^{18}\text{O}$ como para $\delta^2\text{H}$; la categoría 1 también fue la que tuvo una mayor variabilidad para d , lo cual responde seguramente, a que son las categorías con un mayor número de eventos registrados (n). La categoría 3 (“Sistemas frontales + canales de baja presión”; $n=3$) es la que presenta menor variabilidad en las tres variables, no obstante, las categorías 2, 5 y 6 (“Ondas tropicales”, “Corriente en chorro de bajos niveles + canales de baja presión” y “Zonas de baja presión y ciclones tropicales”, respectivamente), tuvieron un $n \leq 7$, y aun así presentaron una variación amplia. En términos generales se puede advertir que, para las tres variables, no hay ninguna categoría que salga abruptamente de los rangos de valores entre sí.

Los resultados de las pruebas Kruskal-Wallis mostraron que no existen diferencias

entre grupos, es decir, que no se encontraron firmas isotópicas características de alguna categoría de precipitación. Este resultado puede deberse a que las muestras no se colectaron a una mayor resolución (a nivel intra-evento). Al respecto, Durán-Quesada y Sánchez-Murillo (2020) mencionan que para analizar sistemas precipitantes mediante isótopos estables es necesario utilizar muestras recolectadas cada hora, o incluso cada 10 minutos. Esto con el fin de captar la información isotópica en el momento de la precipitación, y que ésta no se vea afectada por la influencia de procesos externos que ocurren en escalas temporales mayores.

Además, como se pudo corroborar en los boletines del SMN, en las trayectorias de las masas de aire y en las categorías identificadas, la precipitación en el sitio de estudio es ocasionada por la entrada de humedad de diversas fuentes oceánicas y continentales, y el transporte de esa humedad ocurre a través de diversos sistemas atmosféricos, predominantemente vaguadas y ondas tropicales. Pero en muchas ocasiones, es difícil determinar cuál es el sistema que produce la lluvia en la Cuenca de México, lo cual dificulta el proceso de intentar encontrar una firma isotópica para cada sistema. En adición a ello, la tendencia del exceso de deuterio indica un importante reciclaje de humedad de las muestras de lluvia analizadas, lo cual también es un obstáculo a la hora de buscar firmas isotópicas específicas para las categorías, pues la humedad contenida en las muestras proviene de ciclos de re-evaporación.

5.6. Modelo Aditivo Generalizado

Los resultados de esos modelos indican que para el modelo de $\delta^{18}\text{O}$, se observa que existe una tendencia conforme la precipitación en la trayectoria aumenta, los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son más negativos. Este comportamiento se presentaría como respuesta a un posible efecto continental, en donde hay un agotamiento en las muestras en tanto las masas de aire se adentran al continente. Además, el que la precipitación en trayectoria sea significativa en el modelo y no así la cantidad de precipitación muestreada en el sitio ni la intensidad de los eventos de lluvia, refiere a que el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ está más influenciado por procesos de precipitación regionales, que son dominantes ante

efecto de cantidad ocasionado por procesos locales (Le Duy et al., 2018).

Asimismo, se aprecia que el contenido de $\delta^{18}\text{O}$ tiende a ser mayor a medida que aumenta la temperatura del tope de nube (TTN). Este resultado es similar al reportado por Suzuki y Endo (2001) quienes señalan que este parámetro es utilizado como un índice de la temperatura de condensación cuando la partícula precipitable fue formada. Los resultados sugieren que ocurre un mayor fraccionamiento isotópico a menor temperatura, dejando la masa de aire empobrecida en $\delta^{18}\text{O}$. Lo anterior, concuerda con lo señalado por Dansgaard (1964) y Coplen et al. (2000), quienes mencionan que el factor de fraccionamiento isotópico aumenta conforme la temperatura disminuye.

Es importante mencionar que el intervalo de confianza del modelo (95 %) mostrados en la Figura 19 muestran franjas grandes, lo cual habla de que existe un espectro muy amplio en el intervalo de confianza de los modelos. Por lo tanto, se habla más bien de una tendencia del $\delta^{18}\text{O}$ a crecer o decrecer en función de las variables independientes.

Para el caso del $\delta^2\text{H}$, las variables más explicativas fueron la intensidad promedio de la lluvia y la TTN. Sin embargo en la Tabla 7 se puede apreciar cómo, los valores de desviación explicada y R_a^2 son bastante bajas, por lo que no puede ser tomado como un resultado representativo estadísticamente.

Los motivos por los cuales los modelos GAM no fueron tan favorables para explicar la composición isotópica de la lluvia muestreada, son probablemente el bajo número de muestras que se tomaron en cuenta para realizarlos, así como la alta dispersión que existe en los datos de las diversas variables que se tomaron en cuenta. Asimismo, puede deberse a las pocas variables que se tomaron en cuenta para realizar los modelos. En trabajos como el de Le Duy et al. (2018), se realizó un ejercicio similar tomando en cuenta siete variables, en donde se incluyeron además la temperatura, humedad relativa y distancia que recorrió la masa de aire.

6. Conclusiones

El presente trabajo es el primero en analizar la composición isotópica del agua pluvial colectada a través de muestreos intensivos de precipitación, es decir, a nivel de evento, durante la temporada de lluvias en la Ciudad de México. A partir de ello, se pudo conocer la variación isotópica de la lluvia durante el periodo muestreado, evaluar las fuentes de humedad de la lluvia e identificar los sistemas atmosféricos asociados a la generación de lluvia. Después de un análisis detallado, se presentan a continuación las conclusiones más relevantes del estudio:

1. El valor del intercepto de la LAML y la tendencia de los valores en el d sugieren procesos de re-evaporación (contribuciones por reciclaje de humedad) en la precipitación. Sin embargo, el valor de la pendiente muy cercano al de la LAMG, sugiere importantes contenidos de agua proveniente de océanos. Por lo tanto, se concluye que la lluvia está conformada por fuentes de agua oceánica y agua reciclada (evapotranspirada) proveniente del interior del continente. Este resultado es consistente con lo reportado en otros trabajos para zonas cercanas.
2. La Ciudad de México, al estar ubicada en la zona centro del país, recibe humedad de ambos océanos colindantes con la República, por tanto está expuesta a una gran dinámica atmosférica durante las temporadas de lluvias. No obstante, las trayectorias confirmaron la importancia de las fuentes terrestres continentales (evapotranspiración de coberturas vegetales y evaporación de cuerpos de agua) en la formación de precipitación. Sin embargo, no se encontró un patrón que reflejara cómo las contribuciones por fuentes continentales aumentan con el transcurso de la temporada de lluvias en respuesta al incremento de la humedad

terrestre. Esto es consistente con los valores del exceso de deuterio, pues en todos los meses se registraron valores altos de este parámetro, lo que indica que el reciclaje de humedad desde los continentes fue importante en todos los meses muestreados.

3. La LAML encontrada puede ser tomada como referente de la LAML para la zona sur de la Ciudad de México, al no encontrarse información disponible al respecto. Sin embargo, se resalta la importancia de realizar más estudios para contar con información más completa en cuanto al sitio y periodo de muestreo.
4. De las seis categorías de sistemas atmosféricos encontradas, los canales de baja presión fueron los que más se presentaron durante la temporada de lluvias de 2019. No obstante, los eventos de precipitación atribuidos a ondas tropicales fueron los que dejaron en promedio una mayor cantidad de lluvia, lo cual habla de que las OT son sistemas que transportan una gran cantidad de humedad a la Ciudad de México.
5. El hecho de que no se hayan encontrado firmas isotópicas características para cada los sistemas atmosféricos asociados, se debe posiblemente a la falta de información a mayor resolución temporal (nivel intra-evento), para lograr capturar mayores diferencias en la composición isotópica de la lluvia.
6. El conjunto de los resultados obtenidos en el presente trabajo aporta nuevos conocimientos al estudio de la precipitación en la Ciudad de México, así como un nuevo enfoque para examinar este fenómeno. Se recomienda seguir indagando en el estudio de los isótopos estables en la precipitación de la región, pues proporcionan información valiosa para comprender las distintas dinámicas a las que ésta se ve sometida. De igual manera, hacen falta estudios de caracterización isotópica para los sistemas atmosféricos que se presentan en la Ciudad de México, por lo que se sugiere que en el futuro se lleven a cabo investigaciones con ese objetivo, con el fin de tener un mayor conocimiento sobre los procesos de precipitación y el ciclo hidrológico regional.

7. Finalmente, se recomienda llevar a cabo muestreos durante varios años para robustecer los modelos estadísticos e identificar más claramente las variables hidrometeorológicas que podrían explicar la composición isotópica de la precipitación en esta región, así como tomar en cuenta otras variables explicativas para mejorar los resultados, y poder entender mejor los parámetros que controlan el $\delta^{18}\text{O}$ y el $\delta^2\text{H}$ del agua pluvial de la zona de estudio.

Bibliografía

- Aguilar-Ramírez, C. F., Camprubí, A., Fitz-Díaz, E., Cienfuegos-Alvarado, E., and Morales-Puente, P. (2017). Variación en la composición isotópica del agua meteórica a lo largo de la sección centro-noreste de la Sierra Madre Oriental. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2):447–463.
- AMS (2012). Easterly wave. Available at https://glossary.ametsoc.org/w/index.php?title=Easterly_wave&oldid=17069 (Recovered on 2022/02/16).
- Araguas, L., Danesi, P., Froehlich, K., and Rozanski, K. (1996). Global monitoring of the isotopic composition of precipitation. *Journal of radioanalytical and nuclear chemistry*, 205(2):189–200.
- Arellano-Leyva, E. A., López-Portillo, M., Muñoz-Villers, L. E., and Prado-Pano, B. L. (2021). Rainfall retention and runoff generation processes in tropical mature green roof ecosystems. *Hydrological Processes*, 35(11):e14382.
- Benjamin, L., Knobel, L. L., Hall, L., Cecil, L., Green, J. R., et al. (2005). Development of a local meteoric water line for southeastern Idaho, western Wyoming, and south-central Montana. Technical report.
- Burnett, A. W., Mullins, H. T., and Patterson, W. P. (2004). Relationship between atmospheric circulation and winter precipitation $\delta^{18}\text{O}$ in central New York State. *Geophysical research letters*, 31(22).
- Castillo, R., Morales, P., and Ramos, S. (1985). El oxígeno-18 en las aguas meteóricas de México. *Revista Mexicana de Física*, 31(4):637–647.

-
- Castillo-Argüero, S., Martínez-Orea, Y., Romero-Romero, M., Guadarrama-Chávez, P., Núñez-Castillo, O., Sánchez-Gallén, I., and Meave, J. (2007). La reserva ecológica del Pedregal de San Ángel: Aspectos florísticos y ecológicos. *Coordinación de la Investigación Científica. Universidad Nacional Autónoma de México, México, DF.*
- Cejudo, E., Acosta-González, G., and Leal-Bautista, R. (2021). Regional meteoric water line of the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geoscience Data Journal*. DOI: <https://doi.org/10.1002/gdj3.123>.
- Cejudo, E., Acosta-Gonzalez, G., Leal-Bautista, R. M., and Estrada-Medina, H. (2022). Water stable isotopes($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) in the Peninsula of Yucatan, Mexico. *Tecnología y Ciencias del Agua*. DOI: 10.24850/j-tyca-2022-02-10.
- Clark, M. (2019). Generalized additive models. Available at <https://m-clark.github.io/generalized-additive-models/> (Recovered on 2021/09/13).
- Coplen, T. B. (2011). Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope-ratio and gas-ratio measurement results. *Rapid communications in mass spectrometry*, 25(17):2538–2560.
- Coplen, T. B., Herczeg, A. L., and Barnes, C. (2000). Isotope engineering—using stable isotopes of the water molecule to solve practical problems. In *Environmental tracers in subsurface hydrology*, pages 79–110. Springer.
- Cortés, A. and Durazo, J. (2001). Tendencia del oxígeno-18 en la precipitación del centro de México. *Tecnología y ciencias del agua*, 16(2):93–102.
- Cortés, A., Durazo, J., and Farvolden, R. N. (1997). Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity: annotated bibliography and interpretation. *Journal of Hydrology*, 198(1-4):346–376.
- Cortés, A. and Farvolden, R. (1989). Isotope studied of precipitation and groundwater in the Sierra de las Cruces, Mexico. *Journal of Hydrology*, 107(1-4):147–153.

-
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465):1702–1703.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16(4):436–468.
- Datta, P., Tyagi, S., and Chandrasekharan, H. (1991). Factors controlling stable isotope composition of rainfall in New Delhi, India. *Journal of Hydrology*, 128(1-4):223–236.
- De Foy, B., Caetano, E., Magana, V., Zitácuaro, A., Cárdenas, B., Retama, A., Ramos, R., Molina, L., and Molina, M. (2005). Mexico City basin wind circulation during the MCMA-2003 field campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 5(8):2267–2288.
- Domínguez-Sarmiento, C. (2012). El papel de los ciclones tropicales en el clima de México. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Durán-Quesada, A. and Sánchez-Murillo, R. (10/02/2020). Análisis de la distribución de la precipitación en combinación con el uso de isótopos estables de agua: caso del Valle Central de Costa Rica. Instituto de Ciencias de la Atmósfera y Cambio Climático. Seminario virtual: Ciencias atmosféricas para quedarse en casa.
- Feng, X., Faiia, A. M., and Posmentier, E. S. (2009). Seasonality of isotopes in precipitation: A global perspective. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 114(D8).
- Friedman, I. and Smith, G. I. (1970). Deuterium content of snow cores from Sierra Nevada area. *Science*, 169(3944):467–470.
- Froehlich, K., Gibson, J., and Aggarwal, P. (2002). Deuterium excess in precipitation and its climatological significance. Technical report, No. IAEA-CSP-13/P.
- García Amaro, E. (2004). Modificaciones al sistema de clasificación climática de Köppen. Technical report.

-
- Gat, J. R. (2010). *Isotope hydrology: a study of the water cycle*, volume 6. World scientific.
- Goldsmith, G. R., Muñoz-Villers, L. E., Holwerda, F., McDonnell, J. J., Asbjornsen, H., and Dawson, T. E. (2012). Stable isotopes reveal linkages among ecohydrological processes in a seasonally dry tropical montane cloud forest. *Ecohydrology*, 5(6):779–790.
- Gómez, R. A., Salmerón, O., and Álvarez, R. (2003). Effects of ENSO off the southwest coast of México, 1996-1999. *Geofísica Internacional*, 42(3):377–388.
- Gonfiantini, R. (1985). On the isotopic composition of precipitation in tropical stations. *Acta Amazonica*, 15:121–140.
- Gonfiantini, R., Roche, M.-A., Olivry, J.-C., Fontes, J.-C., and Zuppi, G. M. (2001). The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*, 181(1-4):147–167.
- González-Moraga, G. (2020). La naturaleza intermitente de la precipitación en la Ciudad de México. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Guan, H., Zhang, X., Skrzypek, G., Sun, Z., and Xu, X. (2013). Deuterium excess variations of rainfall events in a coastal area of South Australia and its relationship with synoptic weather systems and atmospheric moisture sources. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 118(2):1123–1138.
- Guzmán-Huerta, A. (2019). Respuesta hidrológica de una cuenca de bosque tropical húmedo de montaña y su asociación con eventos meteorológicos a diferentes escalas temporales. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Hoefs, J. (2009). *Stable isotope geochemistry*, volume 201. Springer.
- IAEA (1989). Isotope hydrology investigations in Latin America. Technical Document. Vienna, Austria.

-
- IDEAM (2019). Vaguada. Available at <http://www.ideam.gov.co/documents/11769/72085840/Anexo+10.+Glosario+meteorol%C3%B3gico.pdf/6a90e554-6607-43cf-8845-9eb34eb0af8e> (Revisado el 23/02/2022).
- Ingraham, N. L. (1998). Isotopic variations in precipitation. In *Isotope tracers in catchment hydrology*, pages 87–118. Elsevier.
- Kendall, C. and Caldwell, E. (1998). Fundamentals of isotope geochemistry. In *Isotope tracers in catchment hydrology*, pages 51–86. Elsevier.
- Kern, Z., Hatvani, I. G., Czuppon, G., Fórizs, I., Erdélyi, D., Kanduč, T., Palcsu, L., and Vreča, P. (2020). Isotopic ‘altitude’ and ‘continental’ effects in modern precipitation across the Adriatic–Pannonian Region. *Water*, 12(6):1797.
- Klaus, D., Jauregui, E., Poth, A., Stein, G., and Voss, M. (1999). Regular circulation structures in the tropical basin of Mexico City as a consequence of the urban heat island effect (regelmäßige zirkulationsstrukturen im tropischen hochbecken von mexiko stadt als folge des wärmeinseleffektes). *Erdkunde*, pages 231–243.
- Larsen, K. (2015). GAM: the predictive modeling silver bullet. *Multithreaded. Stitch Fix*, 30:1–27.
- Le Duy, N., Heidbüchel, I., Meyer, H., Merz, B., and Apel, H. (2018). What controls the stable isotope composition of precipitation in the mekong delta? a model-based statistical approach. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(2):1239–1262.
- López-Portillo, M. (2019). Efecto de la humedad y propiedades hidrofísicas del sustrato en la conectividad y respuesta hidrológica de azoteas verdes extensivas, Ciudad de México. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Magaña, V. O., Vázquez, J. L., Pérez, J. L., and Pérez, J. B. (2003). Impact of el Niño on precipitation in Mexico. *Geofísica internacional*, 42(3):313–330.
- Martin, E. R. and Schumacher, C. (2011). The Caribbean low-level jet and its relationship with precipitation in IPCC AR4 models. *Journal of Climate*, 24(22):5935–5950.

-
- Meza-Landero, H. A. (2020). Impacto de las Ondas Tropicales del Este en México. Tesis de maestría, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.
- Midhun, M., Lekshmy, P., Ramesh, R., Yoshimura, K., Sandeep, K., Kumar, S., Sinha, R., Singh, A., and Srivastava, S. (2018). The effect of monsoon circulation on the stable isotopic composition of rainfall. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 123(10):5205–5221.
- Montero-Martínez, G., Zarraluqui-Such, V., Caetano Neto, E., and García-García, F. (2011). Hydrometeor vertical characterization of precipitating clouds over the Mexico Basin. *International journal of remote sensing*, 32(21):6367–6378.
- Mook, W. G. (2002). *Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico*, volume 1. IGME.
- Morales, P., Cortes, A., Casar, I., Arízabalo, R., and Aravena, R. (1989). Isótopos ambientales y estudio geoquímico del agua subterránea de la parte noroccidental del Estado de Morelos, México. In IAEA, editor, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina*, pages 379–398. IAEA, Vienna, Austria.
- Muñoz-Villers, L. E., Geris, J., Alvarado-Barrientos, M. S., Holwerda, F., and Dawson, T. (2020). Coffee and shade trees show complementary use of soil water in a traditional agroforestry ecosystem. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(4):1649–1668.
- Muñoz-Villers, L. E., Holwerda, F., Alvarado-Barrientos, M. S., Geissert, D. R., and Dawson, T. E. (2018). Reduced dry season transpiration is coupled with shallow soil water use in tropical montane forest trees. *Oecologia*, 188(1):303–317.
- Muñoz-Villers, L. E. and McDonnell, J. (2013). Land use change effects on runoff generation in a humid tropical montane cloud forest region. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(9):3543–3560.
- Muñoz-Villers, L. E. and McDonnell, J. J. (2012). Runoff generation in a steep,

-
- tropical montane cloud forest catchment on permeable volcanic substrate. *Water Resources Research*, 48(9).
- NOAA (2009). Trough. Available at <https://w1.weather.gov/glossary/> (Recovered on 2022/02/22).
- Ochoa, C. A., Quintanar, A. I., Raga, G. B., and Baumgardner, D. (2015). Changes in intense precipitation events in Mexico City. *Journal of Hydrometeorology*, 16(4):1804–1820.
- Ortega, R. R. (2006). Fundamentos teóricos y técnicos de los isótopos estables. *de Técnicas y aplicaciones multidisciplinares de los isótopos ambientales, Ma-Implementación del Método para la Determinación de Isótopos*.
- Pascual-Ramírez, R., López-Quiroz, M., o Chabé-Pech, L., Espejo-Madrigal, A., Loranca-Domínguez, Y., Ledesma-Ledesma, J., and Quintero-Vallejo, E. (2020). Reporte del clima en México. Reporte Anual 2019. Technical Report 1, Comisión Nacional del Agua, Ciudad de México.
- Peralta, H., Prado, M., and Lot, A. (2009). Los límites y la cartografía. *Lot, A. & Cano-Santana, Z.(Comp.). Biodiversidad del Ecosistema del Pedregal de San Ángel. Universidad Nacional Autónoma de México*, pages 27–42.
- Pérez-Quezadas, J., Adams, D., Sanchez-Murillo, R., Jiménez Lagunes, A., and Rodríguez-Castañeda, J.-L. (2021). Isotopic variability ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^2\text{H}$ and d-excess) during rainfall events of the north American monsoon across the Sonora River Basin, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*.
- Pérez-Quezadas, J., Silva, A. C., Inguaggiato, S., Ortega, M. d. R. S., Pérez, J. C., and Heilweil, V. M. (2015). Meteoric isotopic gradient on the windward side of the Sierra Madre Oriental area, Veracruz-Mexico. *Geofísica internacional*, 54(3):267–276.
- Pfahl, S. and Sodemann, H. (2013). What controls deuterium excess in global precipitation? *Climate of the Past Discussions*, 9(4).

-
- Rebeles-Martínez, A. G. (2017). Actualización del mapa isotópico de las aguas naturales en la República Mexicana. Tesis de licenciatura, Instituto Politécnico Nacional.
- Rhodes, A. L., Guswa, A. J., and Newell, S. E. (2006). Seasonal variation in the stable isotopic composition of precipitation in the tropical montane forests of Monteverde, Costa Rica. *Water Resources Research*, 42(11).
- Risi, C., Bony, S., Vimeux, F., Descroix, L., Ibrahim, B., Lebreton, E., Mamadou, I., and Sultan, B. (2008). What controls the isotopic composition of the african monsoon precipitation? insights from event-based precipitation collected during the 2006 AMMA field campaign. *Geophysical Research Letters*, 35(24).
- Rivera-Rivera, D., Chidambaram, S., Tirumalesh, K., Escobedo-Urias, D., Sujitha, S., Rodriguez-Espinosa, P., Devaraj, N., Sinha, U. K., and Jonathan, M. (2021). Stable isotopic ($\delta^{2}\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$) monograms of winter precipitation events and hydro-climatic dynamics in Central Mexico. *Atmospheric Research*, 261:105744.
- Rodríguez, E. M. (2005). Errores frecuentes en la interpretación del coeficiente de determinación lineal. *Anuario jurídico y económico escurialense*, (38):315–331.
- Rogers, R. R. (1976). *A short course in cloud physics*. Elsevier.
- Rozanski, K., Araguás-Araguás, L., Gonfiantini, R., et al. (1993). Isotopic patterns in modern global precipitation. *Geophysical Monograph-American Geophysical Union*, 78:1–1.
- Sánchez-Murillo, R., Durán-Quesada, A. M., Esquivel-Hernández, G., Rojas-Cantillano, D., Birkel, C., Welsh, K., Sánchez-Llull, M., Alonso-Hernández, C. M., Tetzlaff, D., Soulsby, C., et al. (2019). Deciphering key processes controlling rainfall isotopic variability during extreme tropical cyclones. *Nature communications*, 10(1):1–10.
- Serra, Y. L., Kiladis, G. N., and Hodges, K. I. (2010). Tracking and mean structure of easterly waves over the Intra-Americas Sea. *Journal of Climate*, 23(18):4823–4840.

-
- Siebe, C. (2009). La erupción del volcán Xitle y las lavas del Pedregal hace 1670 +/-35 años ap y sus implicaciones. *Biodiversidad del Ecosistema del Pedregal de San Ángel. Universidad Nacional Autónoma de México*, pages 43–49.
- Sjostrom, D. J. and Welker, J. M. (2009). The influence of air mass source on the seasonal isotopic composition of precipitation, eastern USA. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3):103–112.
- Suzuki, K. and Endo, Y. (2001). Oxygen isotopic composition of winter precipitation in central Japan. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 106(D7):7243–7249.
- Villegas, R., Flores, S., and Morales, P. (1989). Caracterización hidrogeoquímica e isotópica del agua subterránea en la región de Villa Ahumada-Samalayuca, Estado de Chihuahua, México. In IAEA, editor, *Estudios de hidrología isotópica en América Latina*, pages 399–412. IAEA, Vienna, Austria.
- Wallace, J. M. and Hobbs, P. V. (2006). *Atmospheric science: an introductory survey*, volume 92. Elsevier.
- Wassenaar, L. I., Van Wilgenburg, S. L., Larson, K., and Hobson, K. A. (2009). A groundwater isoscape (δD and $\delta^{18}O$) for Mexico. *Journal of Geochemical Exploration*, 102(3):123–136.
- Whyte, F. S., Taylor, M. A., Stephenson, T. S., and Campbell, J. D. (2008). Features of the Caribbean low level jet. *International Journal of Climatology: A Journal of the Royal Meteorological Society*, 28(1):119–128.
- Windhorst, D., Waltz, T., Timbe, E., Frede, H.-G., and Breuer, L. (2013). Impact of elevation and weather patterns on the isotopic composition of precipitation in a tropical montane rainforest. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1):409–419.
- Wood, S. (2017). *Generalised additive models: An introduction with R*, CRC Press.

Xi, X. (2014). A review of water isotopes in atmospheric general circulation models: recent advances and future prospects. *International Journal of Atmospheric Sciences*, 2014.