



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

Climatología de flujo regional con trayectorias
lagrangianas en Querétaro, México

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

Licenciado en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

Daniel Atreyu Rozanes Valenzuela



TUTORA

Dra. Dara Salcedo González

Ciudad de México

2019



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 del alumno**

Rozanes
Valenzuela
Daniel Atreyu
31 29 43 58 89
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Ciencias de la Tierra
414068397

■ **Datos del tutor**

Dra.
Dara
Salcedo
González

■ **Datos del sinodal 1**

Dr.
Michel Alexandre
Grutter
de la Mora

■ **Datos del sinodal 2**

Dr.
Adolfo Vicente
Magaldi
Hermosillo

■ **Datos del sinodal 3**

Dr.
Harry
Alvarez
Ospina

■ **Datos del sinodal 4**

Dr.
Iván Yassmany
Hernández
Paniagua

■ **Datos del trabajo escrito**

Climatología de flujo regional con trayectorias lagrangianas en Querétaro, México
111 p.
2019

Resumen

La Zona Metropolitana de Querétaro (ZMQ) ha observado un crecimiento poblacional importante en las últimas décadas, congruente con el del resto de la región del Bajío Mexicano de la que forma parte. Como consecuencia de este crecimiento han surgido diversas problemáticas tanto sociales como ambientales. Un reto que enfrenta actualmente la ZMQ es el aumento en los días con mala calidad del aire y las concentraciones de contaminantes atmosféricos. Conocer la situación de flujo en la región es un primer paso para entender el comportamiento de la atmósfera en Querétaro y poder plantear soluciones a esta problemática.

En este trabajo se estableció una climatología de flujo en Querétaro. Se calcularon una gran cantidad de retrotrayectorias lagrangianas arribando a un receptor 100 y 500 metros sobre nivel del suelo (msns) en Juriquilla, ubicado dentro de la ZMQ, durante el periodo 2014-2017. Se analizaron los errores de integración asociados a dichas retrotrayectorias y se descartaron aquellas cuyos errores rebasaban un valor arbitrario (dos desviaciones estándar por encima de la media de los errores). A las retrotrayectorias restantes, se les separó por mes y se les aplicó un análisis de grupos para encontrar las vías principales de flujo mensuales. Esto se hizo para ambas alturas y se encontró una relativa concordancia entre los resultados de las dos alturas. Los resultados de las simulaciones de las retrotrayectorias fueron complementados con una inspección y análisis de datos de observaciones en superficie de viento, precipitación y temperatura, recabados por estaciones automáticas de monitoreo climático en la región.

De las vías encontradas para los 100 msns se reconocieron tres temporadas anuales y regímenes de flujo: Temporada Seca (enero-mayo), Temporada Precipitación (junio-septiembre) y Temporada Transición (octubre-diciembre). El flujo más persistente en el año es del este/noreste. Durante las temporadas Seca y Transición también hay circulación del sur y del oeste. En la Temporada Precipitación prácticamente todo el transporte proviene del este. Los meses de octubre a diciembre (Temporada Transición), presentan características de flujo intermedias entre las otras dos temporadas, que sugieren una transición progresiva del régimen de precipitación al régimen seco. El comportamiento y temporalidad de los regímenes muestran una relación significativa con los datos de mediciones en superficie.

Agradecimientos

El amor y el aliento de mis padres, Verónica y Moisés, y mi hermana Sofía, son los cimientos y el motor de lo que hoy soy. La avidez por conocer más, de lo propio y de lo ajeno siempre lo aprendí de ustedes. Por todo, desde lo más profundo, mi eterna gratitud.

A la Dra. Dara Salcedo mi más grande y sincero agradecimiento por iniciarme en el quehacer científico y por ser una magnífica profesora, asesora de tesis y persona. Gracias al Dr. Adolfo Magaldi que me ayudó con los programas de Python y a resolver algunos tropiezos en este trabajo y en la vida. Al Dr. Michel Grutter y el Dr. Harry Alvarez, muchas gracias por darme la oportunidad de mis primeros trabajos, que tanto he disfrutado y de los que tanto estoy aprendiendo. Este trabajo se debe también a Annamaria Savarino, que escuchó en incontables ocasiones mis elucubraciones y desesperaciones en torno a este trabajo, e hizo llegar su arte hasta las gráficas de esta tesis. Muchas gracias a mi familia extendida, por su cariño y por estar siempre pendientes. Por último gracias a las personas que tengo la fortuna de llamar amigos, con los que espero siempre poder celebrar y brindar por el cierre e inicio de muchas etapas juntos.

Investigación realizada gracias al Programa UNAM-PAPIIT IN115719, al Programa UNAM-PAPIME PE103217 y a la RUOA (Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos). Agradezco a la DGAPA-UNAM por la beca recibida.

A mi mamá, que se fue un poco antes de poder verme licenciado y que fue la mejor madre en todos los sentidos posibles. “Ya pa’ que se acabe” .

Acrónimos

- **UNAM** Universidad Nacional Autónoma de México
- **FC** Facultad de Ciencias
- **ZMQ** Zona Metropolitana de Querétaro
- **INEGI** Instituto Nacional de Estadística y Geografía
- **SMN** Servicio Meteorológico Nacional
- **RUOA** Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos
- **NOAA** National Oceanic and Atmospheric Administration
- **NAM** North American Mesoscale model
- **HYSPLIT** Hybrid Single Particle Lagrangian Integrated Trajectory model
- **CLP** Capa Límite Planetaria

Índice general

Resumen	III
Agradecimientos	v
Acrónimos	VII
1. Introducción	1
2. Marco Teórico	5
2.1. Área de estudio	5
2.2. Trayectorias lagrangianas	6
2.2.1. Ecuación de la trayectoria y solución numérica	7
2.2.2. Características técnicas de las trayectorias	9
2.3. HYSPLIT	13
2.3.1. Paquetería de Python: PySPLIT	14
2.4. Climatología de flujo y Análisis de Grupos	15
2.5. Modelo Norteamericano de Mesoescala (NAM)	17
3. Métodos	19
3.1. Cálculo de trayectorias	19
3.1.1. Error computacional de integración en el cálculo de trayectorias	20
3.2. Análisis de grupos	20
3.3. Datos climatológicos en superficie	22
4. Simulación y análisis de trayectorias	25
4.1. Resultados	25
4.2. Discusión	31
4.2.1. Interpretación de patrones anuales de vías principales de flujo	31
4.2.2. Acerca del análisis de grupos	40
4.2.3. Precisión de las trayectorias y análisis de los errores	41
5. Análisis climático de observaciones en superficie	45
5.1. Resultados	45
5.1.1. Viento superficial en el receptor	45
5.1.2. Registro de precipitación y temperatura en estaciones	47

5.2. Discusión	51
5.2.1. Viento	51
5.2.2. Precipitación y temperatura	51
6. Principales regímenes de flujo en Querétaro	53
6.1. Temporadas de características atmosféricas distintivas	53
6.2. Tres regímenes de flujo	56
7. Conclusiones	59
7.1. Recomendaciones para trabajo futuro	60
A. Trayectorias y grupos	61
A.1. Trayectorias mensuales separadas por año	61
A.2. Grupos y trayectorias asociadas, por mes	68
B. Variación intramensual de trayectorias	81

Índice de figuras

1.1. Región del Bajío Mexicano en el contexto del territorio nacional	2
2.1. Características fisiográficas y climáticas del estado de Querétaro	6
2.2. Mapa del dominio del modelo NAM 12km	18
3.1. Diagrama de “distancia de cierre de circuito”	21
3.2. Cambio de VET con el número de grupos	23
3.3. Ubicación de las 15 estaciones climatológicas del SMN usadas en el estudio	24
4.1. Trayectorias de abril separadas por año	26
4.2. Error de integración relativo de las trayectorias por mes	28
4.3. Grupos y trayectorias asociadas para el mes de abril	29
4.4. Vías de flujo a 100 m para cada mes del año	30
4.5. Porcentajes apilados de la dirección de proveniencia “original” para cuatro meses	32
4.6. Vías de flujo a 500 m para cada mes del año	33
4.7. Comparativa entre dos tipos de centroides para febrero	35
4.8. Altura de superficie del modelo NAM	38
4.9. Dirección de trayectorias, meses de transición	39
5.1. Rosas de viento de datos superficiales	46
5.2. Promedios mensuales de precipitación y temperatura para cuatro estaciones	47
5.3. Condensado de promedios de precipitación y temperatura	49
5.4. Promedios de precipitación y temperatura anómalos	50
6.1. Gráfica de dispersión de precipitación y temperatura mensual	55
6.2. Gráfica de dispersión de precipitación y temperatura mensual, identificado por régimen	55
6.3. Principales regímenes de flujo en Querétaro	57
A.1. Trayectorias a 100 msns de cada mes, separado por año	61
A.2. Grupos y sus trayectorias asociadas para cada mes en el periodo 2014-2017	68
B.1. Porcentajes apilados de la dirección de proveniencia “original” para doce meses	81

Índice de tablas

3.1. Código y nombre de las estaciones climatológicas de la SMN	23
4.1. Detalle del número de trayectorias generadas y analizadas para cada mes .	27

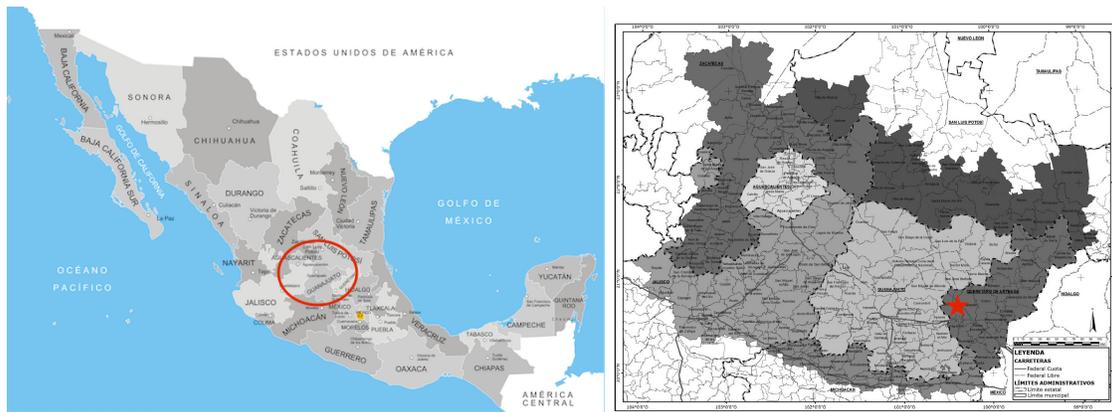
Capítulo 1

Introducción

En las últimas décadas, la región del Bajío Mexicano ha experimentado un acelerado crecimiento económico y poblacional. Compuesta por los estados de Aguascalientes, Guanajuato, Querétaro, San Luis Potosí, y algunos municipios de Michoacán, Zacatecas y Jalisco (Figura 1.1), esta región ha visto una marcada industrialización y un auge en la producción manufacturera por una serie de condiciones y políticas favorables para atraer inversión extranjera (Blanco, 2018; Forbes Mexico, 2016), como su ubicación en el corazón del país, la disponibilidad de materia prima y mano de obra barata, etc. Al mismo tiempo, este proceso ha ido de la mano de una explosión demográfica y de vivienda para acomodar al creciente número poblacional, como lo registró la inmobiliaria Jones Lang Lasalle, al afirmar que en 2012 el 80 por ciento de la superficie construida en México fue en la región del Bajío Mexicano (Méndez, 2013).

Al sureste de la región del Bajío se encuentra la ciudad de Santiago de Querétaro (o simplemente, ciudad de Querétaro), que ha seguido la misma tendencia y se ha convertido en uno de los focos poblacionales y económicos más importantes de México. A partir de las décadas de los sesentas y setentas la población del estado de Querétaro ha crecido a un paso sin precedente, alcanzando en la década de los noventas tasas de hasta 3% de crecimiento promedio anual (INEGI, 2015). Hoy en día, el municipio de Santiago de Querétaro se encuentra conurbado a los municipios de Corregidora, El Marqués y Huimilpan, conformando la Zona Metropolitana de Querétaro (ZMQ, marcada con una estrella en la Fig. 1.1b) y acomodando a hasta 1,097,025 habitantes en 2010 (SEDESOL et al., 2012), además de tener la tasa de crecimiento más alta del país entre las zonas metropolitanas de uno a cinco millones de habitantes. Dicha alza demográfica, está estrechamente relacionada a la inmigración, al establecimiento de las industrias y el crecimiento del sector de servicios (SEDESU, 2017).

Sin embargo, y quizá no sorpresivamente, la expansión económica de la región del Bajío Mexicano también ha venido de la mano de diversas consecuencias desfavorables. En específico en la ZMQ, lo que solía ser una ciudad relativamente pequeña y basada principalmente en la actividad primaria, se convirtió en una gran urbe que hoy enfrenta fuertes problemáticas en su entorno natural y social. Entre las repercusiones del crecimiento que enfrenta, está la preocupación por el insuficiente abastecimiento de agua, la pérdida de biodiversidad y hábitat, incremento de embotellamientos debido al aumento del parque



(a) Ubicación aproximada de la región Bajío. *Modificada de Eddo (2011)* (b) Municipios del Bajío. Marcado con una estrella la ZMQ. Fuente: Laboratorio de Geografía, División de Economía CIDE. *Mod. de Fernando642 (2018)*

Figura 1.1: Región del Bajío Mexicano en el contexto del territorio nacional.

vehicular, segregación y desigualdad socioeconómica, etc.

Respecto a la atmósfera, otra de las consecuencias del crecimiento urbano ha sido la degradación de la calidad del aire en la ciudad. La ZMQ observa una alza en las concentraciones de contaminantes atmosféricos y de días con mala calidad del aire (Mata Ibarra, 1986; Olivares Salazar, 2016; SEMARNAT, 2014). Esto parece estar fuertemente relacionado al aumento de la industria y de vehículos en la ciudad (Camacho Díaz, 2013; SEDESU, 2017). Castañeda-Miranda (2016) incluso sugiere el probable aporte de los vehículos urbanos a concentraciones altas de metales en el aire, dañinos para la salud. Por otro lado, la temperatura promedio de la ciudad se ha elevado en las últimas décadas como resultado del cambio de uso de suelo (Colunga et al., 2015), cuestión que podría ser agravada en el escenario del calentamiento global, el cuál es otra situación que preocupa a los tomadores de decisiones y población en general.

En vista de estos problemas y a pesar de la relevancia social y económica de la ZMQ, al momento de este trabajo la cantidad de estudios científicos acerca de la atmósfera a nivel local y regional es escasa. Esto potencialmente impide la planeación e implementación de políticas efectivas para combatir integralmente los efectos adversos del crecimiento (Chen y Xiang-De, 2017; Liu et al., 2013).

Ante esta situación, conocer la *climatología de flujo* de la ZMQ puede ser un punto de partida para comenzar la descripción de la atmósfera en la región (Markou y Kassomenos, 2010). Una climatología de flujo permite identificar patrones en las trayectorias que siguen las masas de aire transportadas por el viento en una región, revelando características de circulación atmosférica, fuentes y transporte de humedad o contaminantes, y la evolución temporal (intra o interanual) de las mismas (Katsoulis, 1999; Markou y Kassomenos, 2010). Chen y Xiang-De (2017) mencionan que “*las concentraciones de contaminantes cerca de la superficie sobre un área pueden ser pensadas como huellas del transporte y la mezcla de una gran cantidad de parcelas individuales traídas por el viento desde su fuente*”.

Así, el cálculo de una gran cantidad de *retrotrayectorias lagrangianas* de parcelas de aire para un periodo de varios años, y posteriormente análisis estadístico, puede ser usado para determinar la climatología de flujo de una zona de interés (Katsoulis y Whelpdale, 1993; Miller et al., 1993; Moody y Galloway, 1988).

El objetivo de este trabajo es establecer una climatología de flujo para la ZMQ. Los puntos específicos que se intentan cubrir son:

- Determinar la procedencia de las masas de aire a un nivel regional a partir del cálculo de retrotrayectorias.
- Identificar las vías principales de flujo, así como patrones de circulación, y establecer su temporalidad.
- Contrastar los resultados obtenidos a través de la simulación de trayectorias, con bases de datos de mediciones de variables meteorológicas.

Los resultados de este estudio exploratorio, además, ofrecen la posibilidad de discutir el aporte de fuentes regionales a las concentraciones de contaminantes de la ZMQ, que se suman a las emitidas por fuentes locales.

Para lograr los objetivos arriba mencionados, se usó el modelo HYSPLIT de la NOAA para el cálculo de una gran cantidad de retrotrayectorias con receptor en un punto de la ZMQ (Juriquilla, Querétaro), que posteriormente fueron analizadas con un método estadístico de análisis de grupos para establecer una climatología de flujo. Se identificaron vías principales de transporte y se hicieron pruebas para demarcar el error en el cálculo de las trayectorias y aumentar la confiabilidad en los resultados. Asimismo, se analizaron los resultados de las simulaciones con datos de temperatura y precipitación obtenidos en estaciones climatológicas del Servicio Meteorológico Nacional y datos de viento recopilados en la estación de la Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos de Juriquilla.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1. Área de estudio

El estado de Querétaro está localizado en el centro-este de la República Mexicana, al sureste de la región del Bajío (ver Sección 1). Su superficie es de 11,769 km² (0.6 % del territorio nacional), extendiéndose entre las latitudes 20°01' 02" N y 21°37' 17" N y longitudes 99°03' 23" O y 100°34' 01" O. Limita al norte y noreste con el estado de San Luis Potosí, al este con el de Hidalgo, al sur con el Estado de México y Michoacán, mientras que en el suroeste y oeste tiene límite con el estado de Guanajuato. Su elevación promedio es de 1,813 msnm.

Querétaro se ubica en el encuentro de tres provincias fisiográficas (Soto y Jauregui, 1970): el Eje Neovolcánico Mexicano (49.1 % del territorio, al centro y sur, entre mil 800 y 2 mil 820 msnm), la Mesa del Centro (14.1 % del territorio, centro occidente del estado, entre mil 100 y 3 mil 360 msnm) y la Sierra Madre Oriental (36 % del territorio, al noreste del estado, que en esta zona del país también es conocida como *Sierra Gorda*) (SEDESU, 2017) (véase Fig. 2.1a).

La Figura 2.1b presenta los tres tipos de climas principales de acuerdo al Sistema de Koppen modificado por E. García: cálidos y semicálidos en el norte (A), secos y semisecos en el centro (B) y templados en el sur (C) (SEMARNAT, 2014). De los anteriores, los que representan la mayor extensión geográfica son los climas secos tipo B. Por otra parte, Querétaro presenta un solo máximo de temperatura al año, en el mes de mayo. Finalmente, la precipitación es de carácter eminentemente convectivo y abundante solo de junio a octubre, en tanto que la lluvia invernal es muy escasa (Reyna Trujillo, 1970).

Estas características climáticas están estrechamente relacionadas a las provincias fisiográficas descritas arriba, principalmente el papel que tiene la Sierra Madre Oriental al impedir el paso de vientos húmedos del Golfo a la vertiente interior de dicha sierra, originando climas secos y semisecos (B) en el centro de Querétaro. (Reyna Trujillo, 1970; SEDESU, 2017; SEMARNAT, 2014).

El estado se encuentra dividida en 18 municipios, siendo su capital Santiago de Querétaro, la cual se ubica al suroeste del territorio estatal y colinda con las los municipios de El Marqués, Corregidora y Humilpan. Juntos, esos cuatro municipios conforman la Zona Metropolitana de Querétaro (ZMQ). Según el Instituto Nacional de Estadística y Geografía,

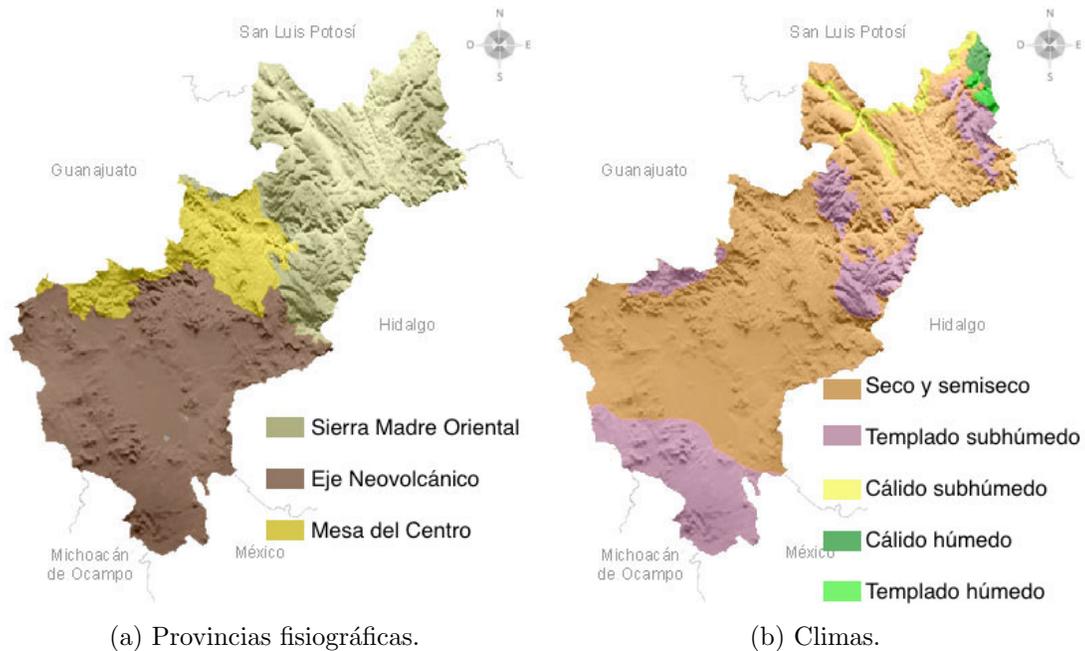


Figura 2.1: Características fisiográficas y climáticas del estado de Querétaro. *Modificadas de INEGI (s.f.)*

en el 2010 esta zona albergaba al 60% de la población estatal (INEGI, 2010).

2.2. Trayectorias lagrangianas

Existen dos aproximaciones o formas de visualizar los movimientos de un fluido, la perspectiva *Euleriana* y la *Lagrangiana* (Dutton, 2002). Mientras que la primera ve el flujo del fluido a través de puntos fijos en el espacio, la segunda se enfoca en partículas individuales a lo largo de su movimiento en el espacio y tiempo. En la perspectiva Lagrangiana, una *trayectoria atmosférica* es el camino que sigue una parcela (idealizada) de aire, dada su posición inicial y el campo de viento tridimensional y variante en el tiempo en que se encuentra (Riddle et al., 2006).

El cálculo y análisis de trayectorias han sido usados desde hace ya varias décadas con distintos objetivos, como lo son investigar las características del flujo de masas de aire bajo ciertas condiciones meteorológicas y topográficas (Bowman et al., 2013), establecer relaciones fuente-receptor (útiles para las ciencias ambientales) (Liu et al., 2013) y determinar rasgos climatológicos en una región (Stohl, 1998). Estas aplicaciones tienen escalas espaciales que van desde la microescala hasta la escala global. Sin embargo, su principal uso ha estado en identificar vías de transporte atmosférico, al seguir el camino que siguen parcelas de aire al moverse en la atmósfera (Bowman et al., 2013).

Hay una cantidad considerable de literatura científica acerca de las diversas aplicaciones en las que se usan métodos lagrangianos. Algunos autores usan Modelos Lagrangianos de Dispersión de Partículas (LPDM por sus siglas en inglés, que son un poco más com-

plejos que el cálculo de trayectorias simples) para modelar dispersión de alguna especie química (Lin et al., 2003; Stohl et al., 2002). Otros combinan el cálculo de trayectorias con métodos estadísticos que apuntan a relaciones emisor-receptor de contaminantes en una malla (Ashbaugh et al., 1985; Dimitriou et al., 2015; Liu et al., 2013).

Este trabajo se centra únicamente en el cálculo de múltiples trayectorias simples y su estudio estadístico por análisis de grupos. Para artículos de revisión donde se trate más a profundidad las aplicaciones de las trayectorias, refiérase a Pérez et al. (2015) y Stohl (1998).

2.2.1. Ecuación de la trayectoria y solución numérica

Si consideramos una partícula (parcela) de aire infinitesimalmente pequeña, la trayectoria que describe su movimiento está dada por la ecuación diferencial:

$$\frac{d\mathbf{X}}{dt} = \mathbf{u}(\mathbf{X}, t), \quad \mathbf{X}(0) = \mathbf{X}_0, \quad (2.1)$$

donde t es el tiempo, \mathbf{X} es el vector de posición de la parcela y \mathbf{u} es el vector de la velocidad del viento. Si conocemos la posición inicial \mathbf{X}_0 al tiempo inicial t_0 , el camino de la parcela estará totalmente determinado por la ecuación 2.1, llamada *ecuación de la trayectoria*. De tal manera, podemos escribir

$$\mathbf{X}(t) = \mathbf{X}(\mathbf{X}_0, t). \quad (2.2)$$

La transformada inversa de la ecuación 2.2,

$$\mathbf{X}_0(t = t_0) = \mathbf{X}_0(\mathbf{X}, t), \quad (2.3)$$

nos da las coordenadas iniciales de la parcela, que a un tiempo t se encuentra en la posición \mathbf{X} . Lo anterior significa que podemos seguir parcelas hacia adelante o hacia atrás en el tiempo. A estas últimas, les llamaremos *retrotrayectorias*.

Resolver la ecuación 2.1 de manera analítica es posible para flujos atmosféricos simples. Sin embargo, la gran mayoría de las veces el movimiento de una partícula de aire en la atmósfera es sumamente complejo, y es necesario aproximar la solución de manera numérica. Para llegar a esta solución se necesitan los siguientes elementos (Bowman et al., 2013):

- Un campo de velocidades de viento, obtenido directamente de observaciones, de análisis meteorológicos o de la salida de un modelo numérico de predicción del tiempo (NWP, por sus siglas en inglés) o de mesoescala.
- Un método para interpolar el campo de velocidad de viento desde una malla discreta hasta un punto \mathbf{X} y tiempo t arbitrarios en el dominio de interés donde se encuentre la parcela que se está siguiendo.
- Un esquema numérico para integrar la ecuación 2.1 hacia adelante o hacia atrás en el tiempo, dadas las velocidades interpoladas y condiciones iniciales.

Esquema numérico. Para aplicaciones meteorológicas se debe usar un esquema de diferencias finitas como aproximación a la ecuación 2.1 (Walmsley y Mailhot, 1983). Si expandimos $\mathbf{X}(t)$ en una serie de Taylor alrededor de $t = t_0$ y evaluamos en $t_1 = t_0 + \Delta t$, obtenemos

$$\mathbf{X}(t_1) = \mathbf{X}(t_0) + (\Delta t) \left. \frac{d\mathbf{X}}{dt} \right|_{t_0} + \frac{1}{2} (\Delta t)^2 \left. \frac{d^2\mathbf{X}}{dt^2} \right|_{t_0} + \dots \quad (2.4)$$

Sabemos que la primera derivada de la posición con respecto al tiempo es la velocidad, *i.e.* $\mathbf{u} = \frac{d\mathbf{X}}{dt}$. Por lo tanto, la primera aproximación a la ecuación 2.4 es

$$\mathbf{X}(t_1) \approx \mathbf{X}(t_0) + (\Delta t)\mathbf{u}(t_0). \quad (2.5)$$

Esta solución se conoce como la *solución de aceleración cero* de la ecuación de la trayectoria, y tiene una precisión de primer orden, ya que se descartan términos de segundo orden y mayores. Aunque es computacionalmente poco demandante, solamente sería útil si el paso de integración fuera muy pequeño. Una aproximación más precisa y con un aceptable costo computacional es la *solución de aceleración constante*. Expandamos ahora $\mathbf{X}(t)$ alrededor de $t = t_1$ y evaluemos en $t = t_0$:

$$\mathbf{X}(t_0) = \mathbf{X}(t_1) - (\Delta t) \left. \frac{d\mathbf{X}}{dt} \right|_{t_1} + \frac{1}{2} (\Delta t)^2 \left. \frac{d^2\mathbf{X}}{dt^2} \right|_{t_1} - \dots \quad (2.6)$$

Al combinar las ecuaciones 2.4 y 2.6, tenemos

$$\mathbf{X}(t_1) = \mathbf{X}(t_0) + \frac{1}{2} (\Delta t)[\mathbf{u}(t_0) + \mathbf{u}(t_1)] + \frac{1}{4} (\Delta t)^2 \left[\left. \frac{d\mathbf{u}}{dt} \right|_{t_0} - \left. \frac{d\mathbf{u}}{dt} \right|_{t_1} \right] + \dots \quad (2.7)$$

Si solo tomamos los primeros dos términos del lado derecho de la ecuación 2.7, llegamos a la mencionada solución de aceleración constante, que tiene un grado de precisión de segundo orden:

$$\mathbf{X}(t_1) \approx \mathbf{X}(t_0) + \frac{1}{2} (\Delta t)[\mathbf{u}(t_0) + \mathbf{u}(t_1)]. \quad (2.8)$$

Petterssen (1940) llegó a la misma solución a través de un método gráfico para construir trayectorias isobáricas de manera manual, y es el esquema de integración usualmente más usado en los modelos de trayectorias. Como $\mathbf{u}(t_1)$ no se conoce *a priori*, la solución tiene que ser resuelta de manera iterativa, comenzando con la ecuación 2.5. Es posible retener también el tercer término del lado derecho de la ecuación 2.8, dando lugar a la solución conocida como *de aceleración variable*. Sin embargo, aunque teóricamente esta solución sería más precisa, en una mayoría de los casos reales su precisión es inclusive menor. Esto se debe a que se deben evaluar dos aceleraciones a distintos tiempos y normalmente los campos de viento disponibles tienen intervalos temporales grandes. Aunado a esto, el tiempo computacional incrementa, haciendo que la solución de aceleración variable no sea muy usada.

Las tres soluciones que se presentan arriba son soluciones *cinemáticas* puesto que solo requieren la información del viento. Otro tipo de métodos para el cálculo de trayectorias

son los *métodos dinámicos*, en el sentido de que requieren información del campo de viento y de otras variables físicas de las masas de aire, además de ecuaciones dinámicas que las relacionen. Por un tiempo las trayectorias dinámicas eran comúnmente usadas, ya que permitían el uso de campos de viento con intervalos temporales relativamente largos. Sin embargo, Stohl y Seibert (1998) encontraron que las trayectorias dinámicas en general tienen resultados mucho peores que las cinemáticas. Por lo tanto, frente a la disponibilidad de campos de viento con mucha mayor resolución espacial y temporal, es preferible usar trayectorias cinemáticas (Stohl, 1998).

2.2.2. Características técnicas de las trayectorias

Datos de entrada. Aunque antes era más común el cálculo de trayectorias a partir de observaciones (como radiosondeos) (Peterson et al., 1980), hoy en día esta práctica ha caído en desuso, puesto que la resolución tanto espacial y temporal de dichas observaciones, es muy inferior a la que puede ser proporcionada, por ejemplo, por un análisis meteorológico que conjunte las salidas de un modelo numérico de predicción del tiempo (NWP) y un sistema de asimilación de datos (Haagensohn et al., 1990). Stohl et al. (1997) describe la posibilidad de usar un método de “downscaling”, interpolando mediciones de viento en superficie para producir un campo de viento diagnóstico de alta resolución en superficie y en altura.

Para la mesoescala, es posible usar las salidas de un modelo de pronóstico a mesoescala, como el *Weather and Research Forecast model* (WRF). Aunque un modelo de este tipo tiene el potencial de producir campos de viento más precisos y que capturen estructuras reales a escalas más pequeñas, requieren de una validación sofisticada y exhaustiva; de lo contrario, el efecto sería el contrario, y usar un NWP de menor resolución sería más adecuado (Stohl, 1998).

Errores e interpolación El error de una trayectoria simulada es la diferencia entre esta trayectoria, y la trayectoria recorrida por una parcela de aire “real” (véase la sección sobre *Validación* más abajo). Una inspección a la expresión 2.8 revela que a cada iteración, el modelo va a predecir un desplazamiento ligeramente diferente al desplazamiento de la parcela real. A la diferencia vectorial entre los vectores de desplazamiento de la trayectoria real y modelada, se le conoce como *error incremental de posición*, $\Delta \mathbf{E}_i$. Al cabo de i iteraciones, el error acumulado, \mathbf{E}_i , tomando la suma vectorial de los errores incrementales:

$$\mathbf{E}_i = \sum_{n=1}^i \Delta \mathbf{E}_n . \quad (2.9)$$

Por lo tanto, el error acumulado de una trayectoria no solo depende de la magnitud, sino de la persistencia en la dirección de los errores incrementales. Así el error acumulado comenzará con un valor de cero, y crecerá en el tiempo (Riddle et al., 2006).

Este error incremental es una combinación de las siguientes fuentes de error (Stohl y Seibert, 1998):

- (a) **Errores en el campo de viento.** Es decir, qué tan bien representan los datos de entrada proporcionados al modelo de trayectorias, la situación de flujo real de la

atmósfera. En muchos casos, esta es la fuente de error más grande en las trayectorias. Como se mencionó anteriormente, hoy en día los campos de viento usados provienen de análisis o pronósticos meteorológicos. El error de trayectorias basadas en un pronóstico puede ser evaluado contrastando con las de un análisis, mientras que las de un análisis se evalúan comparando con otras bases de análisis. Haagenson et al. (1990) encontraron en su estudio que el mejor análisis meteorológico para obtener trayectorias tridimensionales fue un modelo pronóstico combinado con un método de Asimilación de Datos en Cuatro Dimensiones (FDDA, por sus siglas en inglés). Por su lado, Baumann y Stohl (1997) señala la superioridad de usar un análisis sobre un pronóstico.

- (b) **Error por truncación.** Cuando la ecuación 2.1 es aproximada por un esquema de diferencias finitas, los términos de órdenes mayores en la serie de Taylor son descartados. Esto produce el *error de truncación*. Walmsley y Mailhot (1983) encontraron que este error es proporcional a $(\Delta t)^2$ (ec. 2.8 para la solución de aceleración constante). Por lo tanto, el error por truncación puede ser mantenido bajo cualquier nivel deseado con una Δt suficientemente pequeña.

Este error tiende a ser siempre el de menor importancia y el más manejable con el poder de cómputo actual (Bowman et al., 2013). Seibert (1993) sugieren mantenerlo alrededor de un orden de magnitud por debajo de otros errores. Además, diferentes situaciones tendrán una demanda distinta del paso del tiempo, por lo que lo más conveniente es usar un esquema que lo ajuste automáticamente dependiendo de la situación de flujo. Para que las trayectorias reproduzcan los rasgos más pequeños del viento, ninguna celda de la malla debe ser brincada durante un paso de tiempo. Por lo tanto, el criterio de Courant-Friederichs-Lewy ($\Delta t < \Delta x_i/|v_i|$) sirve como límite superior al paso de tiempo flexible (ibíd.).

- (c) **Error de interpolación.** Los valores de velocidad del viento están disponibles solo a intervalos discretos en el espacio y tiempo, ya sea observaciones irregularmente espaciadas o en la malla regular de un modelo. Por lo tanto, la velocidad del viento en la posición en la que se encuentra una parcela en una trayectoria, debe ser interpolado desde estos puntos discretos. Esto introduce un error, llamado *de interpolación*, que puede llegar a ser sustancial, sobre todo en condiciones de cambio rápido del flujo (Riddle et al., 2006).

Degradar a propósito la resolución de un campo de viento demuestra el efecto que tiene este error, especialmente en las trayectorias tridimensionales. Stohl et al. (1995) evaluaron el desempeño de varios métodos de interpolación, encontrando que la interpolación lineal es la más precisa en el tiempo, mientras que interpolaciones de órdenes mayores reducen los errores en el espacio a comparación de la lineal. En un terreno complejo una resolución espacial reducida conlleva errores de interpolación más grande, ya que la interpolación tiende a suavizar el terreno o producir artificialmente rasgos inexistentes en realidad. Stohl et al. (ibíd.) también proponen el uso de valores de viento promediados en el tiempo en lugar de valores instantáneos (e.g. promedios de 1 hora, para un análisis con una salida de ese intervalo temporal), para reducir el error de interpolación. Mientras tanto, Shapiro et al. (2015) propusieron

una técnica conocida como corrección de advección, con el fin de mitigar los errores en el paso de la interpolación temporal. Dicha técnica está basada en la hipótesis de que a intervalos de tiempo suficientemente pequeños el campo de velocidad puede ser idealizado como un patrón turbulento que se traslada sin cambiar de forma. La principal motivación para usar la corrección de advección, es que suprime la desaparición y emergencia artificial de algunos rasgos del campo analizado cuando se usa la interpolación temporal lineal, al considerar la traslación de dichos rasgos entre intervalos de tiempo sucesivos.

- (d) **Error por tratamiento de la velocidad vertical.** Otro tipo de trayectoria está relacionado a las suposiciones sobre la componente vertical del viento w . Esta componente se produce solamente en los modelos meteorológicos, y no hay observaciones rutinarias de ella. En la siguiente sección se tratan los distintos tipos de trayectorias y cómo tratan al movimiento vertical.
- (e) **Errores debido a condiciones iniciales.** Una fuente de incertidumbre es la diferencia entre la topografía del modelo y la topografía real del terreno, que dificulta la elección de una posición inicial. Otra diferencia puede estar en una diferencia horizontal en la posición del emisor/receptor del modelo. Aunque el error de la posición inicial puede ser pequeño, este puede ser amplificado fuertemente en flujos *divergentes* (para trayectorias hacia adelante) o *convergentes* (para retrotrayectorias) (Stohl, 1998).

Una manera de cuantificar este error es a través del uso de ensambles de trayectorias, donde se simulan trayectorias teniendo un punto de partida ligeramente separado del original. J. D. W. Kahl (1996) definió un “factor de complejidad meteorológica”, para determinar la incertidumbre de una trayectoria, usando un ensamble de trayectorias estocásticas y una trayectoria de referencia.

Algunos autores reportan una tasa de crecimiento del error lineal con el tiempo, y otros no lineal. En cualquier caso las trayectorias están severamente limitadas en el tiempo (Haagenson et al., 1990). Un problema reconocido es que aunque el error inicial de una trayectoria sea pequeño, si al poco tiempo este error lleva a la parcela a un patrón de flujo diferente al de la trayectoria real, la trayectoria calculada no tendrá ya nada que ver con la real y tomarla en cuenta será inútil (Fast y Berkowitz, 1997; Stohl, 1998).

Riddle et al. (2006) comenta que, en general, los errores son probablemente más pequeños en situaciones donde el campo de flujo es uniforme y más grandes donde existen gradientes importantes en el flujo. Ejemplos claros de esto son pasos de frentes, condiciones de cizalladura del viento fuerte y muy especialmente, en la Capa Límite Planetaria (CLP). En esta región los movimientos turbulentos hacen que sea difícil determinar el camino de una parcela, además de que incluso la suposición inicial de una parcela puede no ser válida, ya que se ve sujeta a procesos de filamentación y mezcla (Stohl et al., 2002).

Un resultado importante en la literatura es que aumentar únicamente la resolución espacial de los datos de entrada no lleva necesariamente a mejores resultados, y en cambio parece ser mucho más importante la resolución temporal (Stohl, 1998; Stohl y Wotawa, 1995).

Tipos de trayectorias Se mencionó antes la existencia de dos tipos básicos de trayectorias, dinámicas y cinemáticas. Dentro de las cinemáticas, existen distintas aproximaciones al tratamiento del movimiento vertical.

- *Tridimensionales.* Reconocidas como las más precisas en el caso de tener un campo de w disponible, preferentemente de un modelo numérico dinámicamente consistente (Stohl, 1998). Especialmente durante el paso de un frente, cuando los movimientos verticales son importantes, la precisión de estas trayectorias es superior al de las otras (Stohl y Wotawa, 1995). Sin embargo, pueden ser afectadas por variabilidad de alta frecuencia del componente w (Baumann y Stohl, 1997).
- *Isobáricas.* Son las menos realistas, e incluso a veces viajan por debajo de la topografía (Bowman et al., 2013).
- *Isosigma.* Trayectorias que siguen el terreno, en las que $\sigma = (p - p_t)/(p_s - p_t)$ permanece constante (donde p es la presión, p_s es la presión al nivel del suelo y p_t es la presión al nivel tope del modelo). A pesar de ser mejores que las isobáricas en regiones montañosas, aún ignoran movimientos verticales de origen sinóptico (Haagenson et al., 1987).
- *Isoentrópicas.* En realidad son bidimensionales en condiciones adiabáticas e inviscidas. Sin embargo, existen graves problemas en la Capa Límite Planetaria (CLP) y en aire húmedo saturado, donde los procesos diabáticos son importantes (Stohl y Wotawa, 1995). Además, son los más afectados por inconsistencias dinámicas entre campos de viento subsecuentes (Stohl et al., 1997).
- *De viento integrado en la vertical.* Frente a la dificultad de representar el transporte en la CLP, en muchas ocasiones las trayectorias son adevectadas por un viento integrado en la vertical a lo largo de la CLP. Haagenson et al. (1990, 1987) encontraron que los resultados de estas trayectorias coincidían mejor con la dispersión de un trazador. Stohl y Wotawa (1995) promediaron el viento no solo hasta el tope de la capa límite sino hasta el tope de la capa de transporte, y encontraron que este tipo de trayectorias podrían en algunos de estos casos ser incluso mejores que las tridimensionales. Incluso con todo lo anterior, estos métodos siguen siendo aproximaciones crudas a las complejidades del flujo turbulento, y las fluctuaciones de la altura de la CLP dificultan aún más el cálculo.

Hoy en día, con la creciente disponibilidad de campos de viento que proveen una componente w de razonable precisión, las trayectorias tridimensionales son las más comunes y generalmente recomendadas (Stohl et al., 1995).

Validación Determinar una *trayectoria real* es difícil. Para hacerlo se debe “etiquetar” una parcela de aire con algún *trazador* que se pueda seguir y se conserve a lo largo de la trayectoria. Los siguientes son los trazadores más comunes:

- *Globos.* Diferentes tipos de globos se han usado para validación e.g. globos de nivel constante (Riddle et al., 2006), globos tripulados (Baumann y Stohl, 1997), etc.

- *Trazadores materiales.* Compuestos químicos estables, que no sean fáciles de remover de la atmósfera y detectables a bajas concentraciones, con concentraciones de fondo cercanas a cero. Pueden ser liberados a propósito como parte de experimentos (en cuyo caso además no deben de ser tóxicos y dañinos al ambiente) como CAPTEX o ANATEX, o *de oportunidad*, como las cenizas de un incendio o una erupción volcánica.
- *Trazadores dinámicos.* Variables atmosféricas conservadas como la *temperatura potencial* o la *vorticidad potencial isentrópica* (Stohl y Seibert, 1998).

Ninguna de las opciones anteriores son soluciones ideales, y todas tienen sus ventajas y desventajas. Es además un requisito, claramente, que estos trazadores puedan ser seguidos con una resolución espacial y temporal suficiente, ya sea con técnicas de percepción remota, GPS, mediciones en superficie, etc.

Una vez que se puede determinar la trayectoria “real”, se necesita un indicador de la similitud de entre una trayectoria real y una calculada. Un índice que ha sido adoptado por varios autores (Kuo et al., 2002; Rolph y Draxler, 2002) es la Desviación Horizontal Absoluta del Transporte (DHAT, dado en km)

$$DHAT(t) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N \left\{ [X_n(t) - x_n(t)]^2 + [Y_n(t) - y_n(t)]^2 \right\}, \quad (2.10)$$

donde N es el número de trayectorias usadas, X y Y son las posiciones de las trayectorias calculadas y x y y las de la referencia.

El índice equivalente al DHAT en la vertical es la Desviación Vertical Absoluta del Transporte (DVAT, dado en hPa):

$$DVAT(t) = \frac{1}{N} \sum_{n=1}^N |P_n(t) - p_n(t)|, \quad (2.11)$$

donde P y p son los niveles de presión en la vertical de la trayectoria calculada y la de referencia, respectivamente.

2.3. HYSPLIT

El modelo HYSPLIT (Hybrid Single-Particle Lagrangian Integrated Trajectory model) es un sistema de modelación para la simulación de trayectorias simples de parcelas de aire, así como transporte complejo, dispersión, transformación química y deposición (Stein et al., 2015a). Es desarrollado y mantenido por el ARL (Atmospheric Research Laboratory) de la NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration) de los Estados Unidos. La última versión a la fecha de la elaboración de este trabajo es V.4 (revisión 951 en abril 2018).

La primera versión de este sistema (Draxler y Taylor, 1982) hacía los cálculos usando solamente información de radiosondas. A partir de la versión HYSPLIT-3 el uso de datos de radiosondas fue reemplazado por datos meteorológicos en una malla regular provenientes ya sea de análisis o pronósticos de modelos numéricos.

En el modelo HYSPLIT, la información meteorológica proveniente de un análisis o pronóstico debe ser preprocesada para ser usada en el cálculo de trayectorias. Durante dicho cálculo, además, el campo vectorial del viento es linealmente interpolado en espacio y tiempo. El método usado para solucionar la ecuación de trayectoria es el de *aceleración variable* descrito en la sección 2.2, bajo *Esquema Numérico*. La ecuación 2.5 proporciona la posición de primera aproximación, mientras que la posición final de la parcela de aire está dada por la ecuación 2.8. Las trayectorias se terminan si salen por el límite superior del modelo, pero continúan a lo largo de la superficie si la intersectan. El paso de tiempo de integración (Δt) es flexible a lo largo de la simulación (ver sección *Error de truncación* arriba). Se calcula de acuerdo a la condición de que la distancia de advección por paso de tiempo debe ser menor al tamaño de malla. La velocidad máxima de transporte u_{max} [unidades de malla min^{-1}] está determinada por la rapidez del transporte de la partícula durante la hora anterior. Así, los pasos de tiempo van de 1 minuto a 1 hora y se calculan a partir de la relación:

$$u_{max}(\Delta t) < 0.75, \quad (2.12)$$

con Δt con unidades de minutos (Draxler y Hess, 2004).

En la vertical, HYSPLIT usa un sistema de coordenadas *terrain-following* (que siguen el terreno):

$$\sigma = (z_{top} - z_{msl}) / (z_{top} - z_{gl}), \quad (2.13)$$

donde z_{top} es la altura tope superior del modelo, z_{msl} es la altura con respecto al nivel del mar y z_{gl} es la altura local con respecto al suelo. Los perfiles meteorológicos verticales de los datos de entrada son interpolados a este sistema de coordenadas verticales en cada punto de la malla. Las alturas internas del modelo por encima del nivel del suelo están predeterminadas a una relación cuadrática entre la altura (z) y nivel del modelo:

$$z = ak^2 + bk + c, \quad (2.14)$$

donde k es el índice interno del modelo, $a=30$, $b=-25$ y $c=5$. La relación produce una resolución vertical que decrece conforme se aleja de la superficie. La resolución vertical se puede alterar cambiando las constantes de la ecuación 2.14, pero debe de ser igual o mejor que los datos meteorológicos de entrada (ibíd.).

El cálculo de trayectorias simples es solo una parte del sistema de modelación. HYSPLIT comprende una variedad de herramientas que permiten distintos tipos de cálculos, simulaciones y análisis. Por eso, ha sido usado con éxito en una gran cantidad de situaciones y estudios sobre transporte y dispersión, de material radiactivo y contaminantes antropogénicos, hasta cenizas volcánicas y humo de incendios forestales (Stein et al., 2015b). Para más información sobre otras características del modelo, consulte Draxler y Hess (2004) y Stein et al. (2015b).

2.3.1. Paquetería de Python: PySPLIT

PySPLIT es una herramienta basada en el lenguaje de programación Python, con la finalidad de mejorar la logística de trabajar con HYSPLIT en el cálculo de trayectorias,

su análisis y visualización (Cross, 2015). Dentro de los objetivos de la desarrolladora está el crear una herramienta de acceso gratuito, que sea reusable, reproducible y flexible. La paquetería se encuentra disponible en Github, bajo una licencia modificada BSD (Berkeley Software Distribution) de software libre. Depende de otras paqueterías de Python, también gratuitas: Numpy, matplotlib (y el toolkit Basemap).

En pocas palabras, PySPLIT se comunica con la versión de escritorio previamente instalada en la computadora, y le da los parámetros que de otra manera habría que escribir manualmente en una Interfaz Gráfica del Usuario. En cambio, al escribir y correr un sencillo *script* en lenguaje Python, queda automatizado el proceso de simular múltiples (incluso miles) de trayectorias, ha distintas alturas, fechas y duraciones, dando mayor control y facilidad al usuario y evitando engorrosos problemas.

2.4. Climatología de flujo y Análisis de Grupos

Una climatología de flujo es una aplicación de los métodos lagrangianos, donde varios años de retrotrayectorias calculadas llegando a un receptor puntual son clasificadas de acuerdo a su rapidez y dirección (Katsoulis, 1999; Miller, 1981; Miller y Harris, 1985). Las climatologías de flujo (o lagrangianas) dan una perspectiva relevante para la interpretación de mediciones de gases traza, aerosoles, e incluso humedad (Eneroth et al., 2003), pues ayudan a describir los patrones típicos de flujo de aire en una región y el potencial de fuentes distantes de afectar las mediciones (Katsoulis, 1999; Katsoulis y Whelpdale, 1993; Stohl, 2001).

Una sola trayectoria no debe ser interpretada como la ruta exacta que sigue el aire (Jonathan D.W. Kahl, 1993), sino como una indicación general de su flujo (Miller et al., 1993). De hecho, es virtualmente imposible describir con una sola trayectoria el transporte en un flujo turbulento como la atmósfera, pues el error asociado es muy grande (Abdalmogith y Harrison, 2005). En ese sentido, una gran cantidad de trayectorias obtenidas para un periodo largo de tiempo (largo en un sentido climatológico), reduce la importancia de errores individuales y ante un tratamiento estadístico, provee una representación razonable del flujo del aire (Brankov et al., 1998; Jonathan D.W. Kahl, 1993). Subyacente a la idea anterior, está la suposición de que los errores de cada trayectoria individual son aleatorios, y por ello al promediarse, tienden a cancelarse entre sí. Dada la naturaleza de la atmósfera, sin embargo, la suposición de errores aleatorios puede no ser válida. Por el contrario, los errores pueden poseer una direccionalidad persistente en muchas trayectorias, sobre todo para velocidades de viento pequeñas y para regiones de terreno complejo como montañas (Gebhart et al., 2005). Esta razón resalta la importancia de la revisión y el ajuste de los parámetros de simulación de las trayectorias.

Una forma de establecer una climatología de flujo es usando un método estadístico de exploración de datos conocido como *Análisis de Grupos* (o Análisis de Clusters, del inglés *Cluster Analysis*) (Abdalmogith y Harrison, 2005). El objetivo fundamental de este método es agrupar de una forma “objetiva” una base de datos de acuerdo a sus variables, de manera que los elementos de cada grupo sean lo más similar posible entre ellos y lo más diferente con los elementos de los otros grupos (Kassomenos et al., 2010). Este método requiere de la definición de los vectores (que corresponden a las variables de los elementos),

de un algoritmo, de una métrica (medida de longitud) y de un número de grupos en los que se van a agrupar los datos.

Moody y Galloway (1988) fueron los primeros en usar análisis de grupos sobre retro-trayectorias atmosféricas. Las coordenadas de la posición de la parcela a cada intervalo de tiempo en la trayectoria, son las variables usadas para realizar el análisis de grupos (Eneroth et al., 2003). Al final de la agrupación, se obtiene una trayectoria “promedio” de los integrantes del grupo, y se conoce como *centroide* (Jorba et al., 2004). De entre las formas de describir una climatología de flujo, se considera que el análisis de grupos es una forma más objetiva y más útil, puesto que considera simultáneamente la variación en la rapidez y la dirección de las trayectorias, dando como resultado centroides cuyos elementos tienen longitudes y curvaturas similares (Moody y Galloway, 1988; Stohl, 1998). Generalmente, la confianza en los resultados de un análisis de grupos aumenta con el número de trayectorias analizadas (Borge et al., 2007).

Se debe mencionar que el análisis de grupos solo identifica estructuras en la base de datos, pero su interpretación no proporciona información sobre relaciones causa-efecto (ibíd.). Por otro lado, se ha dicho numerosas veces que aunque el análisis de grupos se considera una técnica objetiva, la definición del algoritmo, la métrica y el número de grupos es subjetiva.

Existen varios algoritmos de agrupamiento. Para el presente estudio se usó el *Análisis Jerárquico Aglomerativo de Ward* (Gordon, 1999; Ward, 1963). Cabe destacar que éste es el algoritmo incluido como predeterminado en el sistema de modelación HYSPLIT, para hacer análisis de las trayectorias calculadas.

Análisis Jerárquico Aglomerativo de Ward en las trayectorias Un algoritmo *jerárquico aglomerativo* consiste en ir pareando (amalgamando) en cada iteración, los elementos más cercanos de acuerdo al criterio de agrupamiento. En teoría, este proceso continúa hasta que todos los elementos quedan en un solo grupo (Gordon, 1999), pero esta es una solución indeseable y en la práctica el proceso de iteración se detiene al obtener un número elegido de grupos que represente las diferencias entre grupos de la manera más sencilla posible, de acuerdo a las necesidades específicas del estudio. En el caso del método de Ward, el criterio de agrupamiento es conocido como *la suma incremental de los cuadrados*. Para este criterio, el pareo óptimo es aquel que lleva al menor incremento posible de la suma total de las distancias al cuadrado respecto al centroide del grupo, en esa iteración (Ward, 1963).

Para explicar como funciona el algoritmo en las trayectorias, tomaremos prestado del inglés el concepto “*endpoint*” que es definido como cada punto de ubicación (i.e. latitud y longitud) de una trayectoria a cada intervalo de tiempo. La Varianza Espacial (VE) es cuantificada entre cada endpoint k , a lo largo de la trayectoria j en el grupo i :

$$VE_{i,j} = \sum_k (\mathbf{P}_{j,k} - \mathbf{M}_{i,k})^2, \quad (2.15)$$

donde la suma se toma sobre todos los *endpoints* a lo largo de la trayectoria, y donde \mathbf{P} y \mathbf{M} son los vectores posición de cada trayectoria individual y el centroide del grupo, respectivamente. La Varianza Espacial del Grupo (VEG) es entonces la suma de la varianza espacial de todas las trayectorias en el grupo:

$$VEG_i = \sum_j VE_{i,j}, \quad (2.16)$$

y la Varianza Espacial Total (**VET**) la suma de todas las (VEG) sobre todos los grupos:

$$\mathbf{VET} = \sum_i VEG_{j,k}. \quad (2.17)$$

Al principio, cada trayectoria es su propio grupo, así que hay i grupos con $j = 1$ trayectorias en cada grupo. En cada iteración del método, el número de grupos se reduce por uno, al combinarse dos grupos. Así, en la segunda iteración, habrá $i - 1$ grupos (uno con dos trayectorias, y el resto con una).

Con cada iteración, la **VET** es calculada para cada pareo de grupos posibles, de manera que hay $(i^2 - i)/2$ cálculos por iteración. La combinación con el mínimo **VET** se realiza y pasa a la siguiente iteración como un grupo.

2.5. Modelo Norteamericano de Mesoescala (NAM)

El Modelo Norteamericano de Mesoescala (NAM, *North American Mesoscale*) es un modelo numérico de predicción del tiempo (NWP) que es mantenido operacionalmente por el *NCEP* (National Centers for Environmental Prediction) de la NOAA, en Estados Unidos. Desde el 2006, (Rogers et al., 2009) el *Weather Research and Forecasting Non-hydrostatic Mesoscale Model* (WRF-NMM) (Janjic, 2003; Janjic et al., 2003) es utilizado como núcleo dinámico del el NAM, reemplazando al modelo Eta (Black, 1994). Esta actualización supuso una importante mejora en diversos aspectos, como la refinación de esquemas físicos, la extensión de la altura tope del modelo de 25 mb a 2 mb, pero principalmente la implementación de un sistema de coordenadas verticales de presión-sigma que representa muchos mejores resultados que el sistema del anterior modelo Eta.

El modelo corre cuatro veces al día (00, 06, 12, 18 UTC) hasta 84 horas adelante. Tiene una resolución horizontal de 12 km en una malla con proyección Conforme de Lambert, 26 niveles en la vertical (más el nivel superficial) y una resolución temporal de 3h. El NAM está inicializado con un ciclo de Asimilación de Datos de 6h, con actualizaciones horarias de análisis (NCEP, s.f.). El dominio se muestra en la Figura 2.2.

El ARL de la NOAA archiva las primeras 3 horas de la salida del NAM 12km desde 2007 y las convierte al formato que lee HYSPLIT. Además concatena el campo inicial (+0h de pronóstico) y el pronóstico +3h de cada ciclo, cuatro veces diarias, para tener archivos diarios en forma de pseudo-análisis (ARL, s.f.).

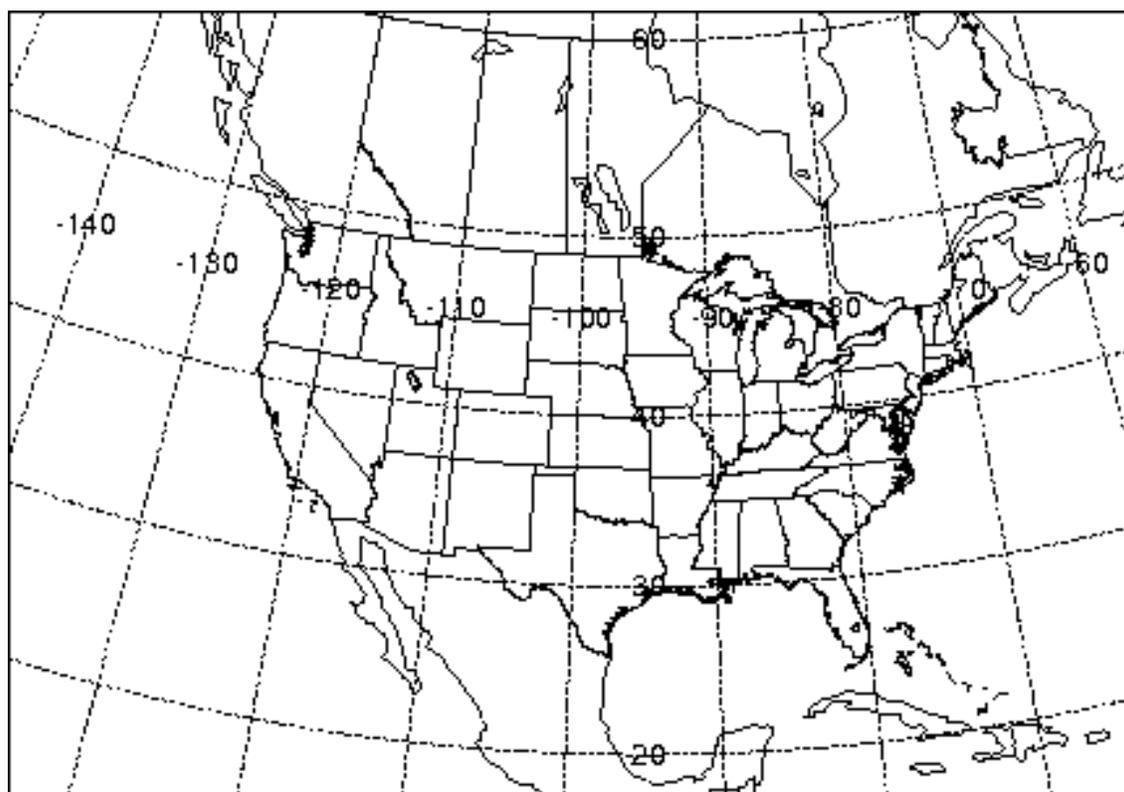


Figura 2.2: Dominio NAM 12km. Esquinas: inferior izquierda (12.19N, 133.46 O) y superior derecha (57.329 N, 49.4167 O) (ARL, s.f.).

Capítulo 3

Métodos

3.1. Cálculo de trayectorias

Se usó la versión de escritorio de HYSPLIT-4 (revisión 927) para calcular cuatro retrotrayectorias diarias de 12 horas para cuatro años, de 2014 a 2017. Las retrotrayectorias estuvieron separadas temporalmente cada 6 horas, con tiempos de simulación a las 500, 1100, 1700 y 2300 horas UTC de cada día. El receptor se colocó en las coordenadas (20.70°N, 100.45°O), a 100 y 500 msns (*metros sobre nivel del suelo*), aproximadamente encima del Campus Juriquilla de la UNAM, Querétaro. La razón para colocar en esta ubicación el receptor es que los resultados de las retrotrayectorias se pudieran comparar con datos medidos por la estación de la RUOA (Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos) que se encuentra ahí. La disposición y automatización de las simulaciones se hizo a través de la paquetería PySPLIT de Python.

Tanto la elección de la duración de las retrotrayectorias como la de la altura del receptor, responden a los objetivos del estudio. En cuanto a la primera, se buscó que tuvieran un tiempo suficiente para que el transporte impulsado por el viento alcanzara a cubrir distancias en la escala regional donde se sospecha que pueden haber fuentes de contaminantes relevantes para la ZMQ (Markou y Kassomenos, 2010), pero al mismo tiempo se limitara la incertidumbre al final de la retrotrayectoria (Eneroth et al., 2003; Katsoulis, 1999). Por el otro lado, la idea detrás de las alturas elegidas fue que el transporte fuera representativo de la capa límite, donde ocurre la vasta mayoría de las emisiones de contaminantes (Kassomenos et al., 2010) y donde se encuentra la estación de la RUOA, de manera que las observaciones de dicha estación pudiesen ser contrastadas con los resultados de las trayectorias. Una última consideración es el deseo de comparar si hay diferencias importantes entre las dos alturas elegidas para la colocación del receptor.

Sin embargo, estos criterios y decisiones son muy debatibles, y sus consecuencias se discuten en los capítulos siguientes.

Las retrotrayectorias se inicializaron con los campos de viento del modelo North American Mesoscale (NAM) a una resolución espacial de 12km. Los datos están abiertos al público de manera gratuita en un servidor FTP, al que se puede acceder a través de la liga <ftp://arlftp.arlhq.noaa.gov/pub/archives/nam12>.

3.1.1. Error computacional de integración en el cálculo de trayectorias

Como se menciona en la Sección 2.2, el error total de una trayectoria calculada es la diferencia entre el camino de ésta, y el camino de una trayectoria real (*i.e.* aquella que puede ser definida observando el transporte de trazadores químicos, globos, etc.). Este error está compuesto por un error físico y un error numérico, y es difícil de determinar para una sola trayectoria, aún más para una multitud de ellas. Sin embargo, una parte del error numérico es el “error” de integración, que para una trayectoria puede ser estimado generando un par trayectoria/retrotrayectoria, en el cuál la retrotrayectoria se inicia al final de la trayectoria hacia adelante y corre en la dirección temporal opuesta. Esto evidentemente es también aplicable en el otro sentido, *i.e.* retrotrayectoria/trayectoria. Es este sentido (*i.e.* el de error de integración) el que se le dará a la palabra “error” en el resto del presente trabajo, a menos de que sea explícitamente señalado de otra forma.

Al calcular la distancia total que han viajado las dos trayectorias y la distancia entre el inicio de la trayectoria original y el final de la trayectoria opuesta, se puede estimar el *error absoluto de integración* y el *error relativo de integración*.

- El error absoluto de integración es la mitad de la *distancia de cierre de circuito* (véase la Figura 3.1), la cuál es la distancia entre el origen de la trayectoria original y el final de la trayectoria opuesta.
- El error relativo de integración es la distancia de cierre del circuito dividida por la distancia total de las trayectorias original y opuesta, dividida entre 2 y reportada como un porcentaje.

Con el fin de robustecer los análisis basados en los resultados de las retrotrayectorias, se identificaron aquellas en las que el error numérico de integración rebasara un límite arbitrario definido más abajo. Para esto, se calcularon trayectorias hacia adelante en el tiempo para cada retrotrayectoria obtenida durante el periodo del estudio. PySPLIT permite automatizar la generación de trayectorias hacia adelante en el tiempo al mismo tiempo que la de las retrotrayectorias, de tal forma que al correr el programa, se generan pares de trayectorias por cada tiempo de simulación definido.

Las trayectorias con errores de integración relativos mayores a dos desviaciones estándar por encima del error relativo medio del mes (llamado aquí *límite de error*), se definieron como “malas” y fueron descartadas para el resto de los análisis.

3.2. Análisis de grupos

Se usó el método de análisis de grupos predeterminado en el sistema HYSPLIT. Este método sigue el algoritmo Jerárquico Aglomerativo de Ward, explicado en la sección 2.4. Para ello se echó mano tanto de la interfaz gráfica de usuario de la versión de escritorio de HYSPLIT, como de la paquetería PySPLIT, donde se definen varios parámetros.

Después de realizar algunas pruebas preliminares con las trayectorias, se encontró que aplicar el análisis de grupos por mes y por altura representaba más claramente diferencias en los patrones de flujo de cada análisis. Por ejemplo, los resultados de los análisis de

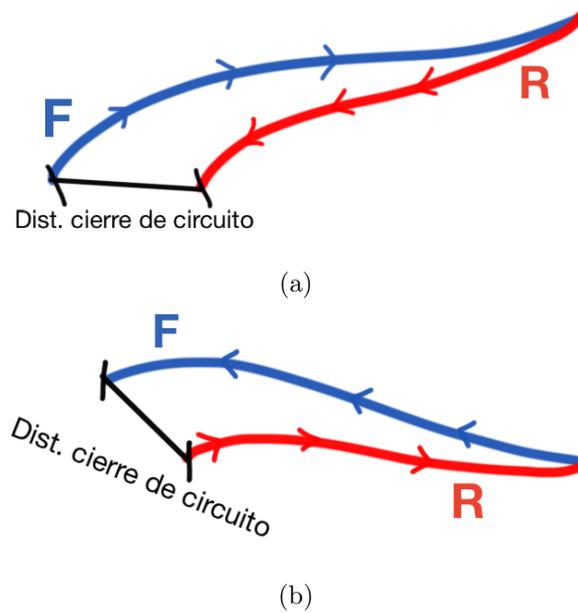


Figura 3.1: Trayectoria original hacia adelante (F) en azul y retrotrayectoria (R) en rojo. En (a) la retrotrayectoria tiene su inicio en la última posición de la trayectoria original, pero el receptor no coincide con el inicio de la trayectoria original. La distancia entre estos puntos la llamamos *distancia de cierre de circuito*. (b) muestra la situación inversa.

grupos sobre las trayectorias a 100 msns eran significativamente diferentes al análisis de grupos sobre las trayectorias a 500 msns. Por el contrario, el análisis de grupos aplicado a distintas hora de inicialización mostró que los patrones de flujo no eran sensibles a este parámetro, por lo que estos resultados no se presentan en este trabajo.

La elección del número de grupos para cada análisis fue producto de una revisión de las trayectorias, de las gráficas de la Variación Espacial Total (**VET**, explicado en la Sección 2.4) y mediante un proceso de prueba y error. El algoritmo de agrupación usado, junta trayectorias considerando tanto su dirección como su velocidad (representado por la longitud en los mapas). Teniendo esto en mente, al final para cada análisis se decantó por un número de grupos balanceado, que no fuera tan alto como para hacer el análisis demasiado complejo pero sí lo suficientemente grande para que aún se pudieran representar los rasgos principales del flujo en la región (Eneroth et al., 2003). Otros autores tratan esta decisión de manera diferente. Kassomenos et al. (2010) usan una técnica conocida como “Método L” para identificar el número de grupos a usar, mientras que Markou y Kassomenos (2010) usan una regla de dedo de Sturges (descrito en McGregor (1993)). Además, algunos mantienen fija la cantidad de grupos con el objeto de facilitar la comparación entre temporadas o meses (Borge et al., 2007).

En cuanto al **VET**, se analizaron gráficas como el del ejemplo expuesto en la Figura 3.2, y se buscó puntos de quiebre, en donde de un número de grupos a otro, el cambio en el **VET** fuera muy grande. Esto representaría la combinación de flujos menos compatibles para ser representados por un solo centroide (Brankov et al., 1998).

Se designó un límite de referencia al 10% de cambio. Cambios más altos a esto fueron asumidos como significativamente grandes.

3.3. Datos climatológicos en superficie

Para corroborar y comparar los resultados de las simulaciones de trayectorias y obtener una perspectiva más amplia durante su análisis, se usaron datos climatológicos de observaciones en superficie de temperatura y precipitación. De la base de datos en línea del Servicio Meteorológico Nacional (**SMN**) (Servicio Meteorológico Nacional, s.f.), se descargaron las series de tiempo de quince estaciones climatológicas automatizadas. Dichas estaciones fueron seleccionadas de manera semi-aleatoria usando criterios arbitrarios de proximidad al receptor de las trayectorias en Juriquilla y por similitud de características geográficas, i.e. se eligió que fueran estaciones que se encontraran en la región del Bajío Mexicano, en los estados de Querétaro y Guanajuato.

En el mapa de la Figura 3.3 se muestran las posiciones de las quince estaciones climatológicas seleccionadas. Los nombres se encuentran en la Tabla 3.1. La distinción entre *Estación Climatológica (a)* y *Estación Climatológica (b)* se debe a una diferencia en el comportamiento de los datos a través del año. Esto se tratará a más detalle en la Sección 5.

Igualmente, se obtuvieron datos de velocidad de viento en superficie obtenidos de manera automática por instrumentos de la estación Juriquilla de la RUOA, de junio 2014 a diciembre 2017, en la azotea de un edificio académico en un campus universitario al norte de la ZMQ. Estos datos son de acceso gratuito y se encuentran en el sitio de la RUOA

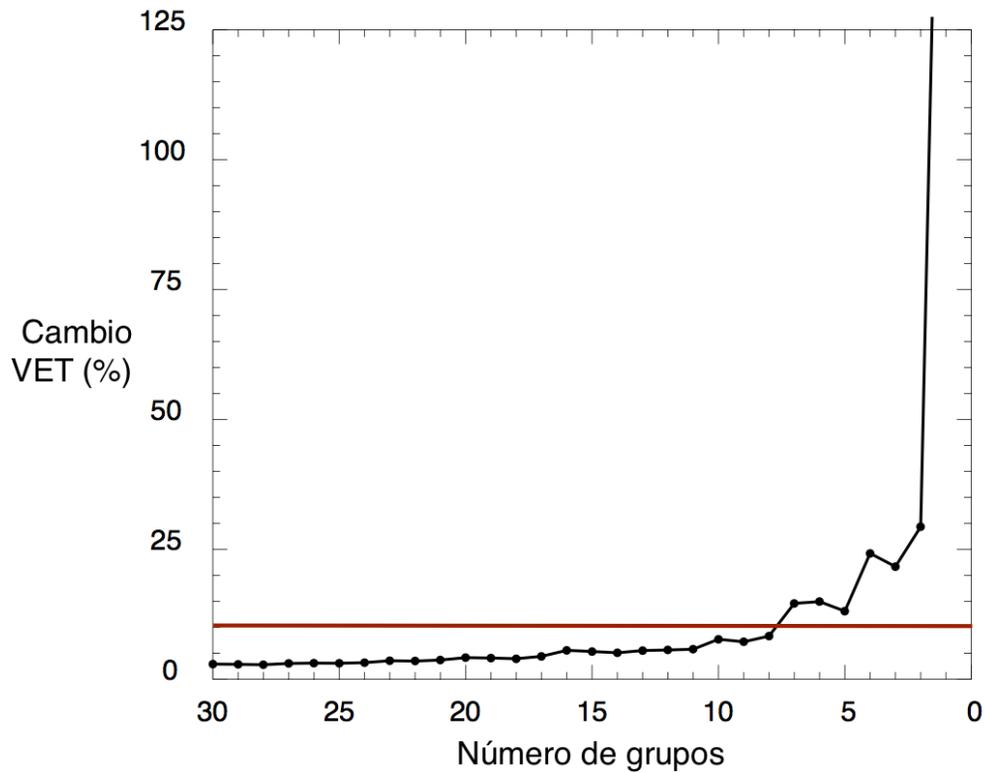


Figura 3.2: Cambio de VET con el número de grupos. La línea roja marca el cambio de 10 %

Código	Estación	Entidad	Tipo
22004	El Batán	Querétaro	a
22006	El Pueblito	Querétaro	a
22022	San Juan del Río	Querétaro	a
22027	E.T.A 128 Carrillo	Querétaro	a
22041	La Joya	Querétaro	a
22045	Juriquilla	Querétaro	a
22054	El Salitre	Querétaro	b
22063	Querétaro (DGE)	Querétaro	a
22064	Pinal de Amoles	Querétaro	b
11009	Celaya	Guanajuato	a
11028	Irapuato	Guanajuato	a
11053	Pozos	Guanajuato	a
11145	La Gavia	Guanajuato	a
11167	San Juan Pablo de Arriba	Guanajuato	a
11168	San Juan Temascalio	Guanajuato	a

Tabla 3.1: Código y nombre de las estaciones climatológicas de la SMN.

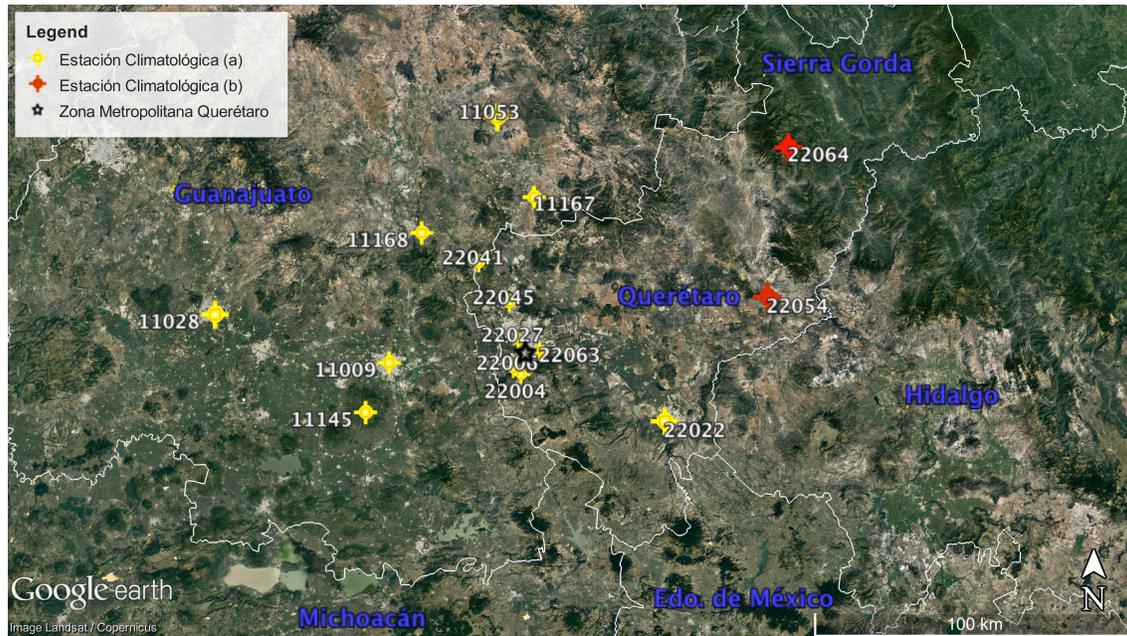


Figura 3.3: Ubicación de las 15 estaciones climatológicas del SMN usadas en el estudio. Las estaciones tipo (b) corresponden a estaciones cuyos datos se desvían significativamente del resto.

(Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos, s.f.).

Capítulo 4

Simulación y análisis de trayectorias

En este capítulo se presentan los resultados y el análisis de las retrotrayectorias obtenidas para un periodo de cuatro años (de 2014 a 2017) simuladas con el modelo HYSPLIT, con el fin de reconocer en ellas patrones de flujo predominantes y su estacionalidad, fuentes de error en las trayectorias, interacción del flujo con el terreno y dentro de la capa límite planetaria, etc.

*Notas: A menos de que sea explícitamente señalado de otra forma, los resultados y discusión a continuación tratan sobre trayectorias cuyo receptor fue colocado a 100 msns. De igual modo, cuando se mencione “trayectorias”, será equivalente a hablar específicamente de **retrotrayectorias**, toda vez que no se indique de otra manera.*

4.1. Resultados

Se calcularon 5,783 trayectorias para el periodo 2014-2017. Idealmente, dado el diseño experimental planteado, cada mes debió constar de entre 496 y 480 trayectorias dependiendo del mes del año (exceptuando febrero con 452). Sin embargo, errores puntuales en ciertos archivos o la falta de algunos de ellos en la base de datos del NAM hicieron que fuese imposible calcular las trayectorias de ciertas fechas y horas. En la mayoría de los casos se trató de días aislados y solo en el mes de diciembre 2016 hubo un periodo de 9 días consecutivos (del 1 al 10) para los que no se generaron trayectorias. La Tabla 4.1 muestra el número específico de trayectorias calculadas por mes. En cualquier caso, la cantidad de trayectorias que no pudieron ser calculadas fue relativamente pequeña a la cantidad total de trayectorias simuladas (menos del 2%). Se consideró que su ausencia no tendría un impacto importante sobre los resultados y se continuó con los análisis.

La Figura 4.1 muestra un ejemplo de las trayectorias simuladas para un mes, en concreto abril. En dicha figura están incluidas todas las trayectorias correspondientes a cada mes de abril de los cuatro años estudiados en el trabajo. El Apéndice A contiene las figuras similares para cada uno de los doce meses.

El total de trayectorias fue agrupado de manera mensual para su posterior análisis. Hecho esto, se calculó el error de integración (error en el sentido descrito en la Sección

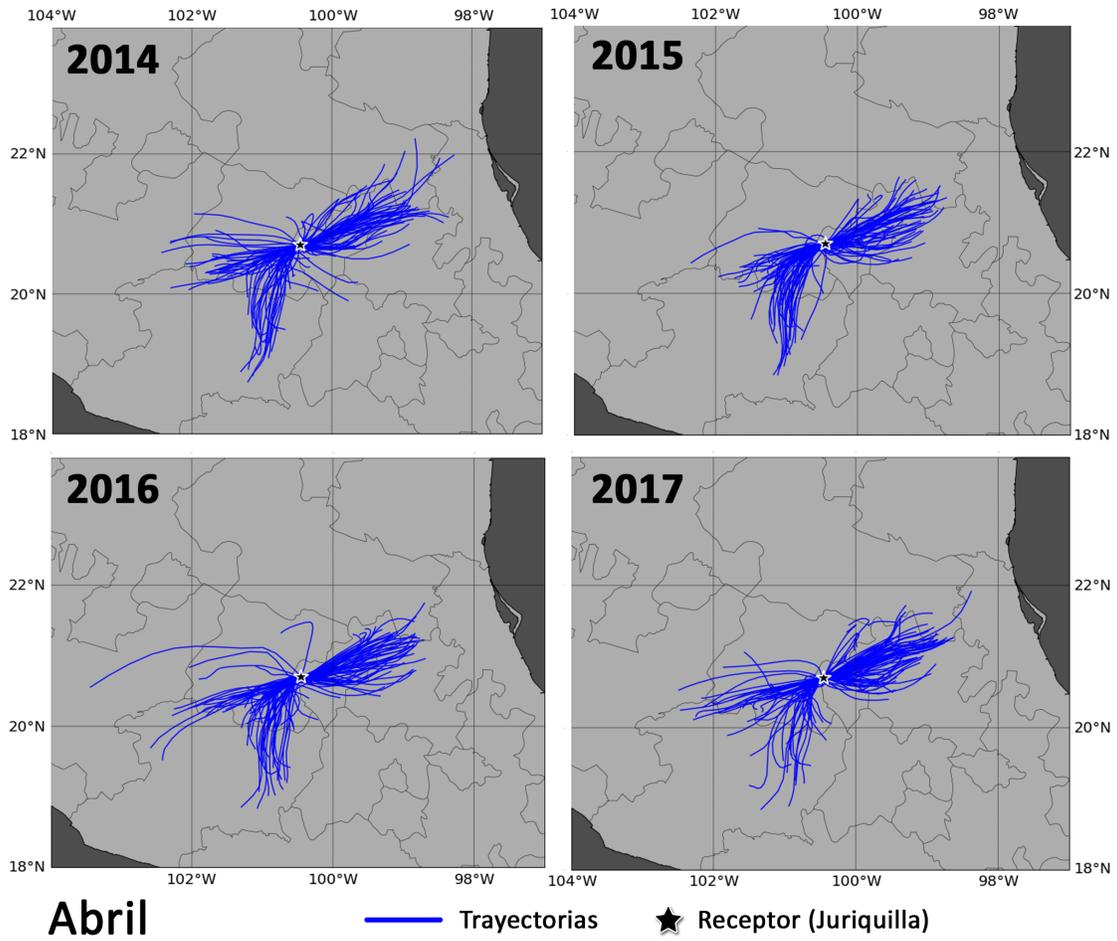


Figura 4.1: Trayectorias de abril. Cada cuadrante corresponde a un año individual del periodo 2014-2017.

Mes	Inicial	Mediana Errores Relativos [%]	Mediana Errores Absolutos [km]	Q3 Errores Absolutos [km]	Límite err. relativo [%]	“Malas”	Final
Enero	429	0.94	1.8	19.79	15.57	29	465
Febrero	452	1.41	3.45	23.87	16.16	22	430
Marzo	495	0.88	2.35	26.18	16.21	23	472
Abril	478	1.46	3.0	28.92	16.07	23	455
Mayo	496	0.99	2.18	21.46	14.1	27	469
Junio	480	2.23	6.91	29.27	16.22	22	458
Julio	496	2.37	6.46	32.33	16.39	27	469
Agosto	496	2.67	6.96	37.9	18.58	25	471
Septiembre	476	5.37	16.73	43.49	19.99	21	455
Octubre	494	2.9	8.12	37.16	18.85	23	471
Noviembre	470	1.63	3.61	27.14	16.64	24	446
Diciembre	456	0.96	2.22	19.83	15.79	27	429

Tabla 4.1: Detalle del número de trayectorias generadas y analizadas para el periodo 2014-2017, separadas por mes (simulaciones con receptor a 100 msnm).

3.1.1) para cada de trayectoria y se reportó en términos absolutos (kilómetros) y relativos (porcentaje).

La Figura 4.2 muestra los errores relativos de las trayectorias para cada mes. La Tabla 4.1 proporciona detalles mensuales de la cantidad de trayectorias *malas*, la mediana del error absoluto y relativo, y el valor del tercer cuartil para cada mes. La Tabla 4.1 muestra además el límite arbitrario de error relativo designado para descartar trayectorias, y el número de trayectorias *malas* que quedaron fuera de los siguientes análisis. Éstas últimas están representadas en la Figura 4.2 principalmente por los valores atípicos, que llegaron a ser tan altos como del 31.5% (263.85 km) y cuyo uso sería cuestionable.

Una vez excluidas las trayectorias *malas*, se determinaron las vías principales de flujo para cada mes usando un *análisis de grupos*. La Figura 4.3 muestra el mismo mes de abril de la Figura 4.1. Esta vez, el mapa de abajo enseña las trayectorias de todos los meses de abril para el periodo 2014-2017. Los grupos en el mapa de arriba tienen distintos colores que los distingue y las trayectorias debajo comparten los colores del grupo al que han sido asignadas. Además, cerca del extremo distal (más alejado del receptor) de cada grupo está su número identificador, y el porcentaje de trayectorias agrupadas en él se reconoce tanto en el grueso de la línea del grupo como en el número entre paréntesis que está al lado del número identificador del grupo. El porcentaje indica qué tan probable es que el transporte de parcelas de aire se dé a través de esa vía para ese mes.

Se obtuvieron mapas iguales al de la Figura 4.3 por cada mes (ver Apéndice A).

En la Figura 4.4 se muestran todos los grupos para cada mes del año, para las trayectorias de todo el periodo 2014-2017. En esta figura los números de grupo y sus porcentajes se muestran en los recuadros de la esquina inferior izquierda. Este formato permite una perspectiva más condensada y ordenada del cambio anual en los patrones de flujo.

Por otra parte, se calcularon las diferencias vectoriales entre las coordenadas del primer punto en las retrotrayectorias (12 horas antes de llegar al receptor) y las coordenadas del

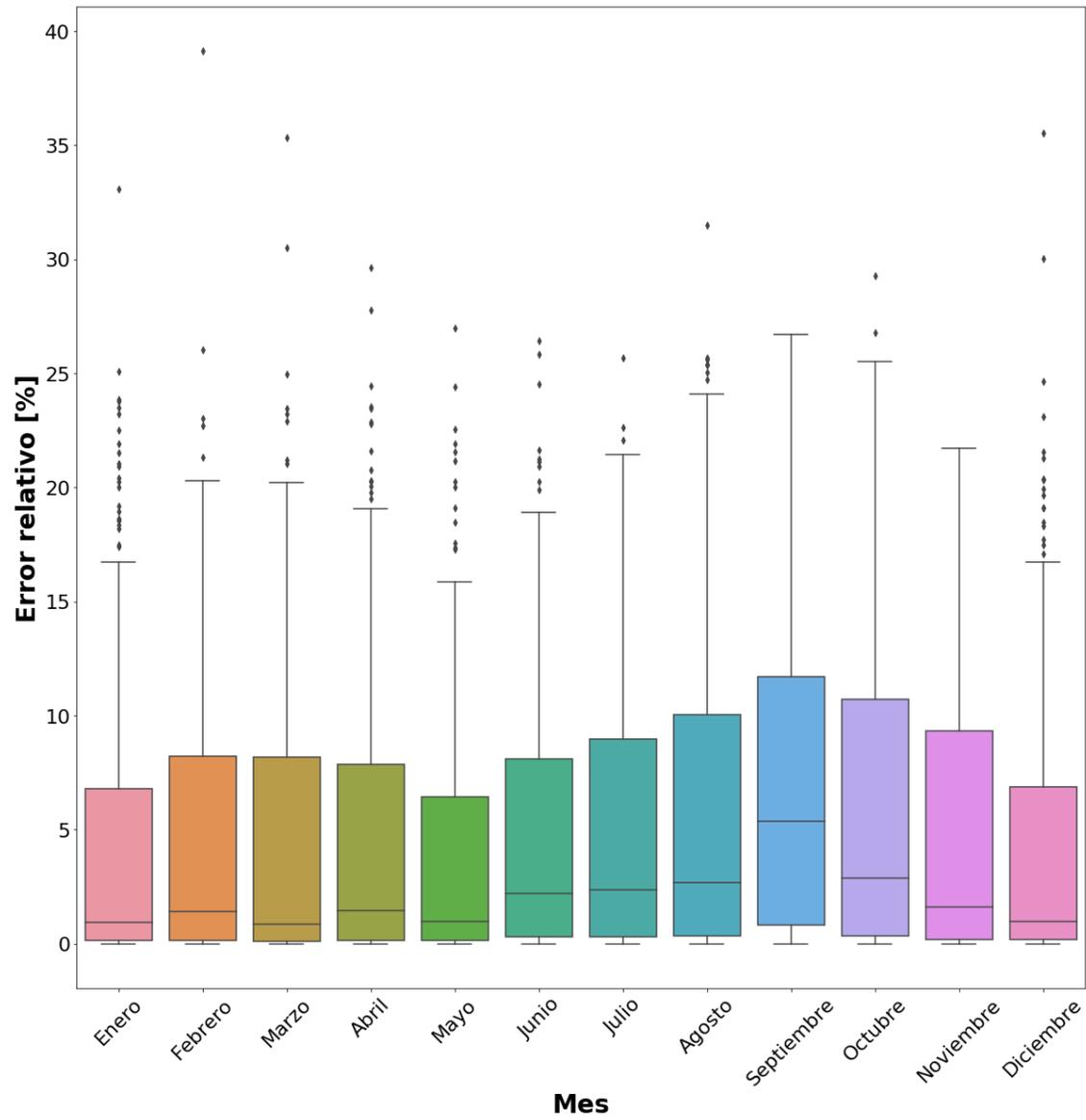


Figura 4.2: Error de integración relativo de las trayectorias por mes.

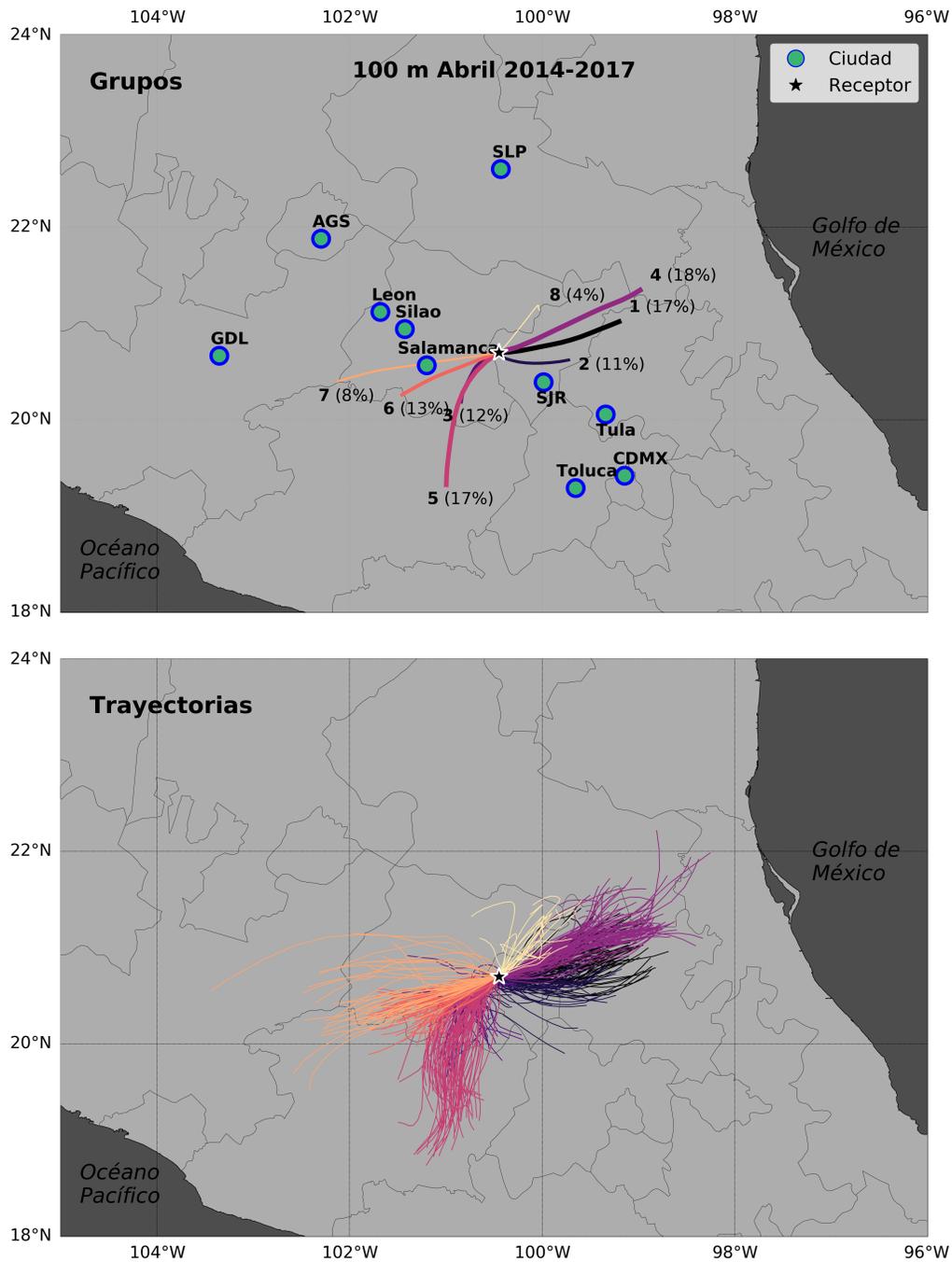


Figura 4.3: Grupos (arriba) y sus trayectorias asociadas (del mismo color, abajo) para el mes de abril en el periodo 2014-2017. El grosor de la línea del grupo es proporcional al porcentaje de trayectorias asignadas al grupo.

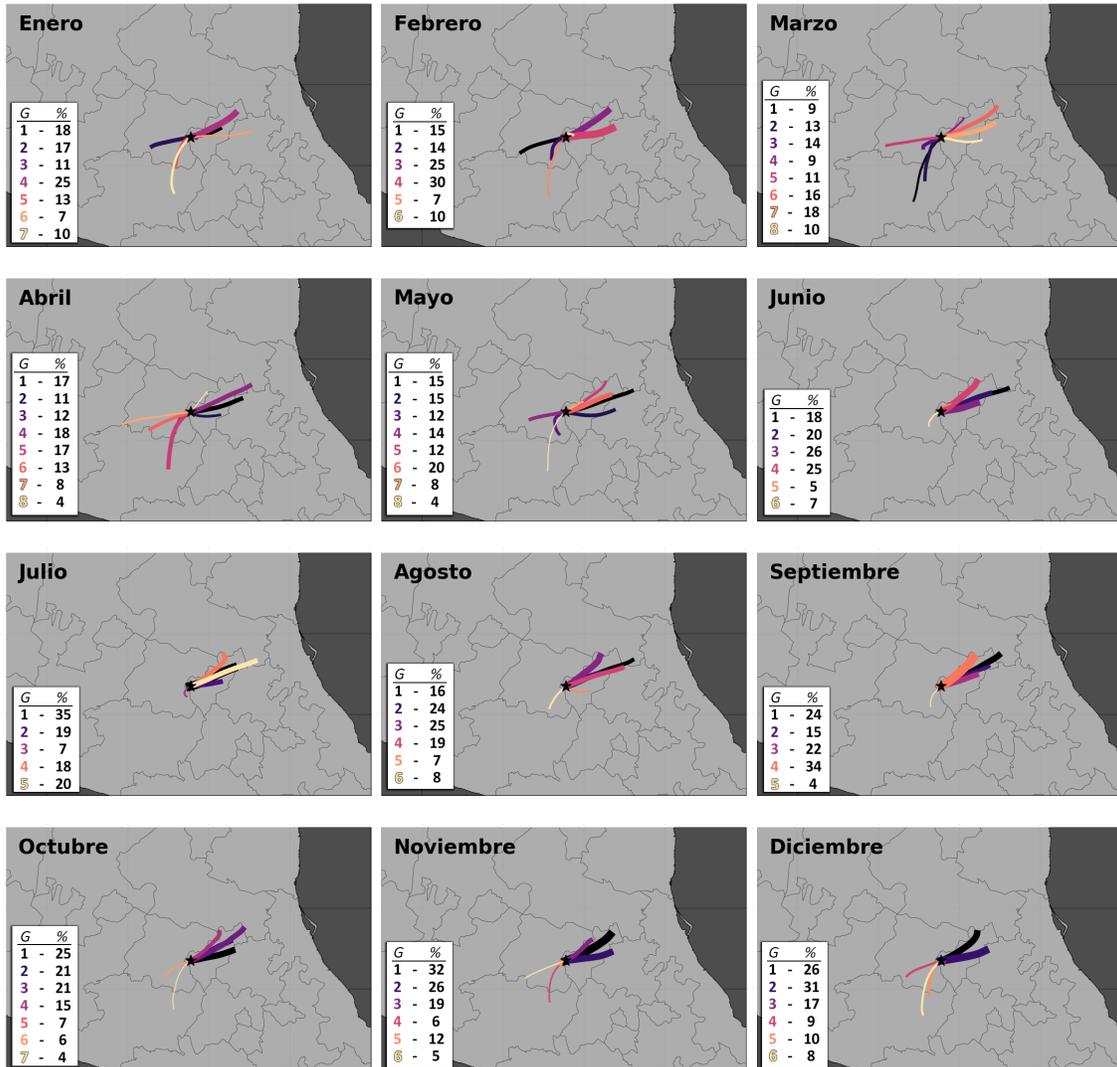


Figura 4.4: Grupos compuestos de trayectorias con receptor a 100m para cada mes del año. Cada grupo representa una vía de flujo/transporte y se indica el porcentaje de trayectorias asignados a cada grupo.

receptor. El ángulo resultante fue entonces categorizado en cuadrantes (Noreste, Sureste, Suroeste y Noroeste), señalando la dirección de proveniencia “original” de cada trayectoria.

La Figura 4.5 muestra el porcentaje de trayectorias provenientes de las cuatro direcciones para cada día los meses de enero, abril, junio y septiembre. Esta figura, concuerda con lo que se muestra en la Figura 4.3, pero además nos proporciona una ventana a variaciones intramensuales sobre la proveniencia de las parcelas de aire que llegan a Juriquilla. En el Apéndice B se encuentran las figuras para cada mes.

Además de las retrotrayectorias calculadas con el receptor situado a 100 metros sobre el nivel del suelo, se simularon también retrotrayectorias con su receptor colocado a 500 metros sobre nivel del suelo, en el mismo punto en Juriquilla. Para este caso, la Figura 4.6 muestra los grupos obtenidos para el periodo de estudio, con el mismo algoritmo y procedimiento usado con las trayectorias a 100 msns.

4.2. Discusión

4.2.1. Interpretación de patrones anuales de vías principales de flujo

De las primeras cosas que llaman la atención de la Figura 4.1 es una coherencia en el comportamiento de las trayectorias del mismo mes en distintos años. Es decir que, independientemente del año, cada mes tiene trayectorias que son similares entre sí. Esto es cierto para los cuatro años que dura el estudio, lo que podría insinuar una temporalidad que se mantiene en rangos de tiempo más largos, i.e. un patrón climático, tanto más que la similitud entre las trayectorias de distintos años fue apreciable para todos los meses del año. Es ciertamente posible, sin embargo, que el periodo de estudio no sea suficientemente largo para “ver” algunas oscilaciones climáticas de escala temporal más larga (Eneroth et al., 2003).

De hecho, se observan también algunos meses para los que algunos años tuvieron ligeras desviaciones en sus trayectorias como es el caso de octubre 2015 y noviembre 2014. Dada la gran variabilidad de situaciones meteorológicas que pueden darse alrededor de la media climática, estos sucesos son de esperarse (Jorba et al., 2004). Analizar las causas de estas diferencias requeriría de observar más a fondo año por año la dinámica meteorológica de estos meses, y para extraer otros modos oscilatorios climáticos de más larga escala temporal requeriría el cálculo de más años de trayectorias y otras técnicas para analizarlas (Brankov et al., 1998). Lo anterior va más allá del espectro de este trabajo.

Así pues, como primera aproximación, resultó razonable agrupar de manera mensual el total de trayectorias y realizar el resto de los análisis bajo la suposición de ser representativo de un patrón climático.

El producto del análisis de grupos sobre las trayectorias muestra las vías principales de flujo regional. Cada grupo es una vía, y es posible evaluar su importancia individual en el transporte (de contaminantes o cualquier otro parámetro de interés) de acuerdo a la cantidad de trayectorias asimiladas al grupo, representada por un porcentaje del total de trayectorias de cada mes. Adicionalmente, se puede observar que a lo largo del año, ciertas vías son suprimidas mientras otras surgen o cobran importancia, dependiendo del mes. En general, las vías identificadas por un análisis de grupos son un “promedio” del

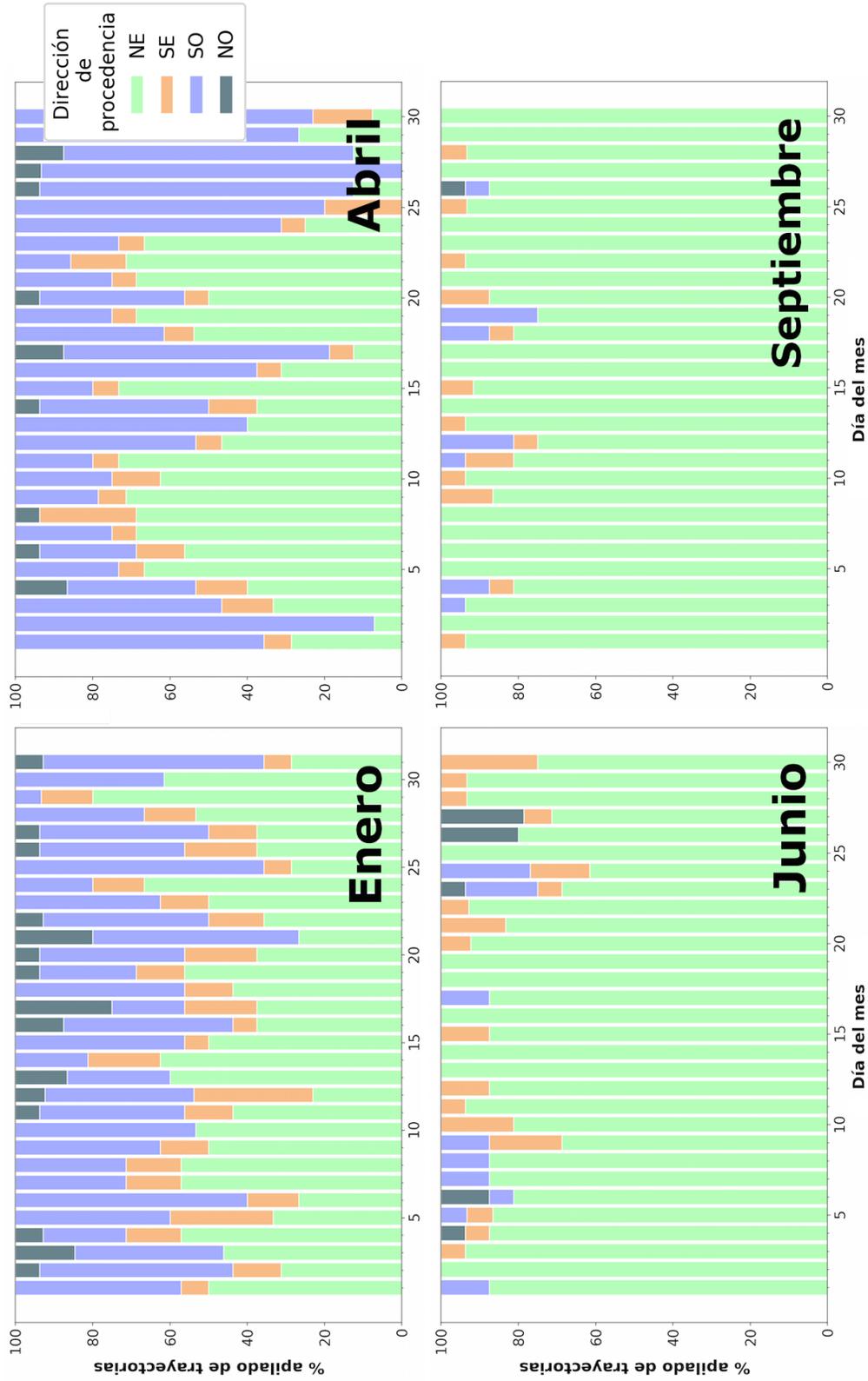


Figura 4.5: Porcentajes apilados de la dirección de proveniencia “original” para cuatro meses. Separados por cuadrantes de acuerdo a los puntos cardinales (NE, SE, SO y NO).

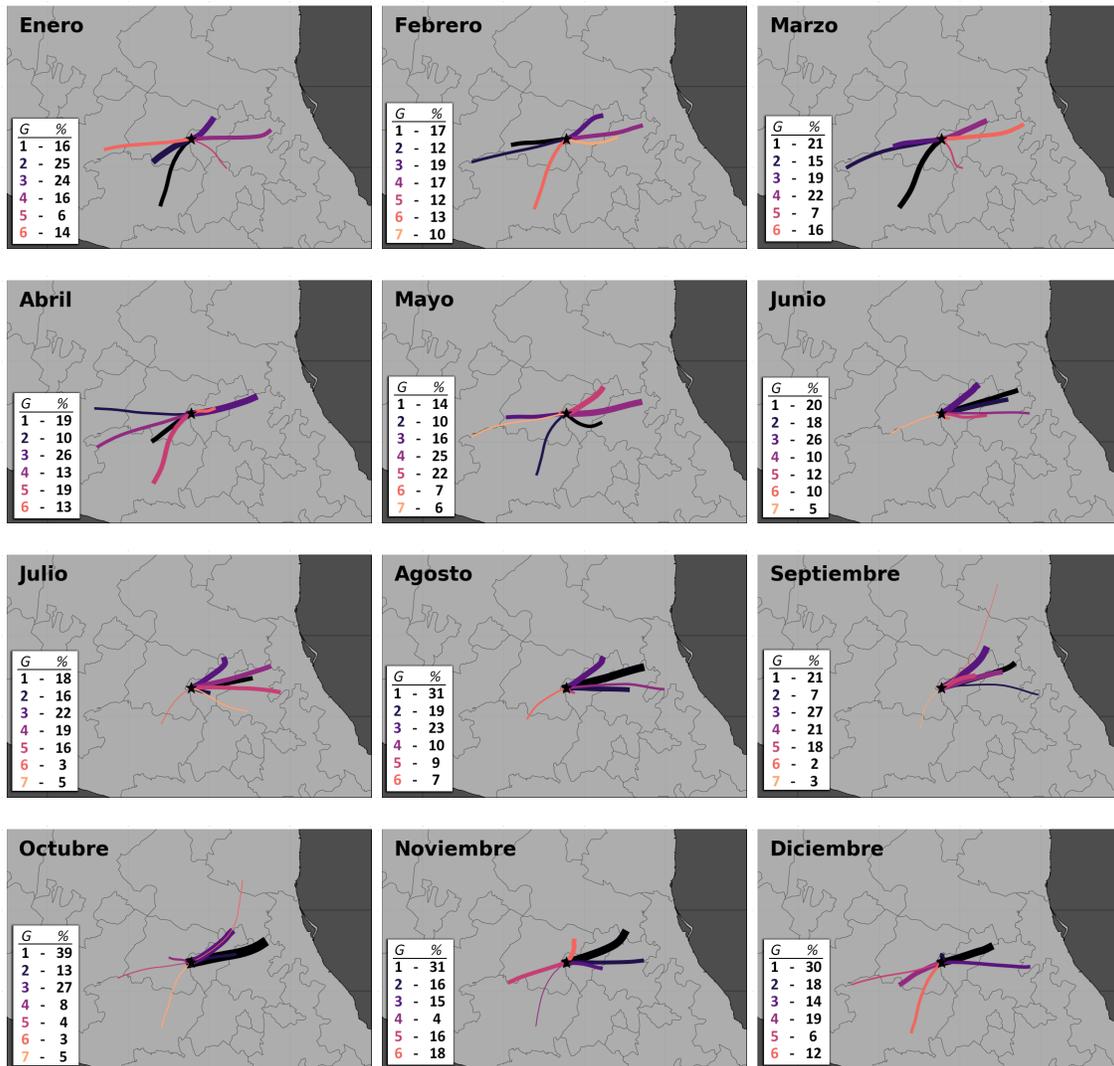


Figura 4.6: Grupos compuestos de trayectorias con receptor a 500m para cada mes del año.

comportamiento de varias trayectorias que comparten características de flujo. Aunque algunos efectos de mesoescala puedan no ser captados a detalle, las vías definidas por una multitud de retrotrayectorias pueden ayudar a identificar situaciones en las que estos efectos podrían desarrollarse. Encima, varios fenómenos sinópticos (e.g. la presencia de altas y bajas presiones persistentes) y algunos de mesoescala (e.g. interacción con la topografía) son posibles de discernir en las vías (Jorba et al., 2004).

En este caso, la mayoría de las vías de transporte a una escala regional se originan en diversas zonas del este del estado de Querétaro, el sur/sureste de Guanajuato y el noreste del estado de Michoacán.

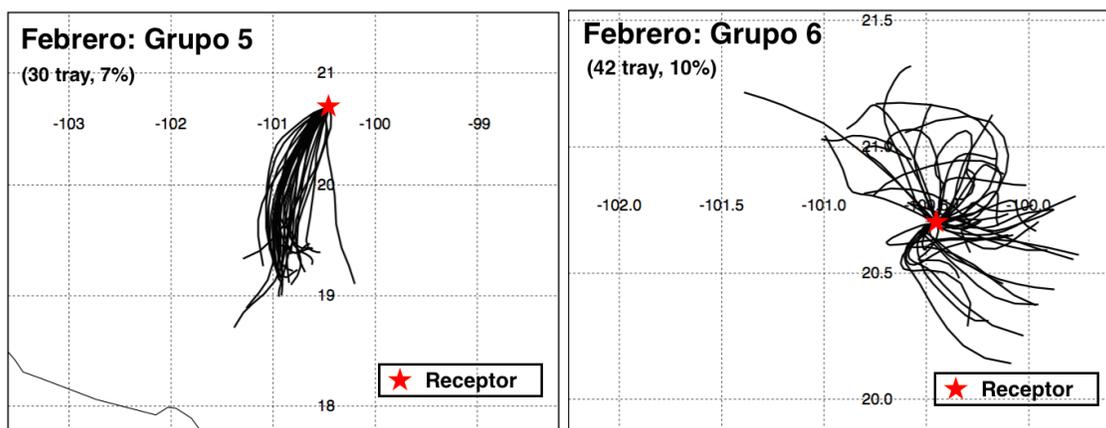
Para los meses de enero a mayo, las trayectorias originadas en alguna región al este del receptor explican entre el 30 y el 49% del transporte. Durante este periodo hay un grupo que proviene del suroeste de Guanajuato y sigue un camino más claramente zonal, pasando tentativamente por las ciudades de Celaya, Salamanca, Valle de Santiago, etc. También hay para estos cinco meses dos vías persistentes del sur, una rápida y una lenta entre las ciudades michoacanas de Morelia y Ciudad Hidalgo. En abril hay una vía que inicia al noroeste de Moroleón, Gto. y el Lago de Cuitzeo, Mich., mientras que en marzo hay una trayectoria corta del suroeste del receptor.

A lo largo de todo el año, hay trayectorias que inician en el noroeste y norte del estado de Hidalgo y en la región de la Sierra Madre Oriental de Querétaro, inclusive el sureste de San Luis Potosí. Para los meses de junio, julio, agosto y septiembre, en cambio, las trayectorias que provienen de alguna parte al oeste o sur del receptor prácticamente desaparecen (menos del 10%) y una sola vía representa flujos lentos a muy lentos del suroeste de la ZMQ.

Hacia el mes de octubre y noviembre un segundo grupo es otra vez identificado al oeste del receptor, y la trayectoria rápida del sur se vuelve a formar (<15% del total). Para diciembre nuevamente existen las tres vías del oeste y sur, pero su frecuencia conjunta es aún menos del 30% de las trayectorias totales.

Por el contrario, es notoria la ausencia de vías de flujo provenientes del noroeste y sureste del receptor en la Figura 4.4. Si bien no es imposible la ocurrencia de una trayectoria que provenga de estos sectores, sí es escasa y no tiene un peso importante en términos climáticos. Esto descarta que en una escala de flujo regional, exista un aporte importante de parcelas provenientes de la región del Valle de México, donde se encuentra la capital del país, y una de las zonas urbanas más grandes de México. Asimismo, tampoco hay una contribución relevante de parcelas de aire originarias de las regiones Centro y Altiplano del estado de San Luis Potosí o del norte/noreste del estado de Guanajuato.

La longitud de las trayectorias es indicativo de la velocidad del transporte. Trayectorias más largas corresponden a parcelas de aire que han cubierto más espacio en menor tiempo, viceversa. Recordemos que el análisis de grupos combina trayectorias no solo de acuerdo a su dirección, sino también a su longitud (por lo tanto su velocidad) y curvatura. Para algunos meses hay vías cuyas direcciones son casi idénticas (o al menos al llegar al receptor), pero el análisis de grupos los ha separado como vías distintas, debido a que representan trayectorias de velocidades diferentes. Adicionalmente, la dirección que tienen las trayectorias (o el centroide) al llegar al receptor no necesariamente caracteriza la dirección media de la trayectoria total (Katsoulis, 1999).



(a) Grupo 5 para el mes de febrero. Dirección de trayectorias bien definida. (b) Grupo 6 para el mes de febrero. Trayectorias cortas y con un alto grado de curvatura. Condiciones de recirculación y estancamiento.

Figura 4.7: Comparativa entre dos grupos para febrero. El grupo 6 está representado por un centroide corto. Nótese que las trayectorias de (a) son más largas y se originan más lejos que las de (b).

Un punto a considerar de manera particular son las vías cuyos centroides son muy cortos. Normalmente, velocidades bajas de viento asociadas a condiciones meteorológicas estables dan lugar a condiciones de estancamiento del aire (Eneroth et al., 2003). Estas situaciones son identificadas con trayectorias cortas, que tendrán a ser combinadas en grupos con centroides de magnitud parecida, i.e. centroides cortos. Sin embargo, centroides pequeños son principalmente representativos de condiciones de recirculación en una zona limitada (Jorba et al., 2004). La recirculación es el fenómeno que ocurre cuando en un inicio los contaminantes son alejados de la fuente por el viento, pero más tarde el flujo predominante los hace regresar cerca de la fuente (Nankar et al., 2009). Este tipo de eventos están asociados a trayectorias con una gran curvatura. Desafortunadamente, el análisis de grupos identifica a estas trayectorias con centroides cortos cerca del receptor y no nos dice mucho más del flujo, puesto que agrupa trayectorias con muy distintos orígenes y formas. Encima, no discierne entre condiciones de estancamiento y recirculación. Por ello, siempre es importante examinar con cuidado las trayectorias agrupadas (Harris y Jonathan D. Kahl, 1990) (véase la Figura 4.7).

Una forma en la que se podría identificar y cuantificar la ocurrencia de recirculación para un periodo de interés usando las retrotrayectorias sería calculando la longitud total de la trayectoria y dividirla por la distancia del origen de la retrotrayectoria al receptor. Esto daría una medida de la curvatura de las trayectorias. Borge et al. (2007) usaron un procedimiento de análisis de grupos en dos etapas, donde después de aplicar un análisis de grupos inicial, a las trayectorias de centroides “cortos” fueron separadas y vueltas a agrupar. De esta forma se logró un agrupamiento más sensible a trayectorias cortas. Chen y Xiang-De (2017) definen un “índice de retro ventilación” como la media vectorial de las velocidades de una parcela para una trayectoria individual, donde valores altos indican

fuerte ventilación y valores bajos denotan estancamiento.

Comparativa de vías a 100m y 500m sobre nivel del suelo Los grupos identificados para trayectorias con receptor a 500 m tienen un parecido significativo con aquellos con receptor a 100 m. Sobre todo es claro que comparten características de temporalidad, en tanto que en los meses de junio a septiembre, la mayoría de las trayectorias provienen del este del receptor, mientras que el resto del año hay un relativo balance entre las que provienen del este y las que provienen del sur/suroeste.

La diferencia más notoria, aunque de esperarse, es que en promedio las vías a 500 m son más rápidas que las de 100 m, i.e. los centroides son más largos. Es decir que a pesar de que poseen un patrón similar de flujo, a mayor altura, las parcelas viajan desde más lejos. Esto se explica fácilmente por una reducción en los efectos de fricción y turbulencia de la superficie que reducen la velocidad del viento, aunque 500 msns aún se encuentra dentro de la CLP. Otros autores han encontrado resultados similares (Eneroth et al., 2003; Markou y Kassomenos, 2010). Sin embargo, Markou y Kassomenos (2010) usan trayectorias a 750, 1500 y 3000 m sobre nivel del mar para establecer una climatología de flujo en Atenas, Grecia, y mencionan que flujos con trayectorias cortas y centroides cortos fueron observados en todas las alturas, y que estos flujos para 750 y 1500 m sucedieron en invierno, donde podríamos imaginar que prevalecen condiciones de estabilidad atmosférica.

A 500 m, parcelas de aire son transportadas en 12 horas desde lugares más alejados en Michoacán e Hidalgo. Incluso hay vías originadas en regiones de Jalisco cercanas a Guadalajara, y en el este del estado de Veracruz. Las vías identificadas para los meses de septiembre y octubre provenientes del estado de Tamaulipas deberían ser tratadas con cuidado e investigadas a parte. Dado el bajo porcentaje de trayectorias agrupadas en el grupo 6 en estos meses, es posible que estas trayectorias hayan sido significativamente diferentes al resto para ser agrupadas aparte, pero que no representen un patrón climático, sino unas condiciones meteorológicas puntuales de algún año estudiado.

Dentro de Querétaro, en enero, marzo, mayo y julio se observan vías del sur, alrededor de San Juan del Río. En SEMARNAT (2014) se dice que la ciudad de San Juan del Río y la ZMQ se encuentran en cuencas atmosféricas diferentes, pero estos resultados indican que es posible el transporte entre estas dos zonas urbanas y el aporte de contaminantes de San Juan del Río a la ZMQ.

Para los meses de junio a septiembre, más grupos son necesarios para explicar el flujo predominante. Esto se debe a que entre más lejos se originan las trayectorias, más probable es que se separen y que tengan características diferentes entre ellas para distintas situaciones de flujo. Los meses de febrero, mayo, junio, agosto y diciembre presentan centroides cortos, que implican estancamiento o recirculación.

Comúnmente, en otros estudios se ha encontrado una coherencia en el flujo general de distintos niveles. Aún así, otros autores como Jorba et al. (2004), hablan de una importante separación entre lo que sucede en la tropósfera baja y media, especialmente en algunas temporadas. Por ello un siguiente paso (que no se cubre en este estudio) en la determinación de una climatología de flujo más detallada, sería analizar a profundidad estas diferencias e incluso posicionar más receptores de retrotrayectorias a otros niveles.

Terreno y vías de flujo La Figura 4.8 muestra con algunas líneas de contorno la altura de superficie que usa el modelo NAM. Cabe destacar que dicha figura no muestra con todos los detalles del relieve, con la idea de no llenar excesivamente de información la imagen y facilitar así su interpretación.

Al comparar las figuras 4.8 y 4.4, salta a la vista que las trayectorias a 100m no atraviesan nunca los rasgos topográficos de mayor elevación (>2200 msnm), i.e. al noreste del receptor y al sur, en la confluencia de los estados de Querétaro, Michoacán y el Estado de México. Al noreste/este del receptor se encuentra la Sierra Madre Oriental (Sierra Gorda, de Querétaro). A pesar de que cerca de Pinal de Amoles se alcanzan altitudes por encima de los 2700 msnm, la pendiente es pronunciada y la altura decrece rápidamente al lado este de la sierra. No es claro cómo interactúan las retrotrayectorias con estos rasgos del terreno, pero podría tratarse de una potencial fuente de error en el cálculo de las mismas (Sección 4.2.3).

Para las vías a 500m, el comportamiento es similar, pero para enero, marzo y mayo, vemos centroides cortos que efectivamente provienen del sur. Es notable que, sin embargo, son vías poco frecuentes y lentas, que probablemente sienten un poco menos el efecto de la superficie que las vías a 100m.

Comportamiento intramensual Separar por meses las trayectorias y asignarlas a grupos representa una ventaja para tener una idea del comportamiento general de los patrones de flujo en distintos momentos del año. Por otra parte, es evidente que el comportamiento de la atmósfera no tiene por qué adherirse a la convención humana de mes, y es posible que esta forma de presentar las trayectorias enmascare variaciones en el flujo dentro de cada mes.

Visualizar de esta forma el mes de mayo por un lado, y los meses de octubre a diciembre por el otro, es benéfico para aclarar algunas preguntas sobre el flujo en esos meses. Durante estos meses, el flujo predominante parece estar en transición de un régimen a otro. Contrastar la Figura 4.5 y la Figura 4.9, confirma esta apreciación. En la Figura 4.5, los dos meses de arriba (enero y abril) se adhieren a un régimen que tiene un aporte balanceado entre transporte del este y del oeste, mientras que los meses de abajo (junio y septiembre) lo hacen a un régimen donde el flujo del este es claramente dominante. Por el contrario, el mes de mayo 4.9a muestra una tendencia a disminuir la cantidad trayectorias provenientes del oeste a partir de la mitad del mes, aproximadamente. El mes de noviembre 4.9b, por su parte, ve una tendencia de aumento en las trayectorias del oeste conforme avanza el mes, en especial con respecto a octubre (que a su vez ha tenido más trayectorias del oeste que junio); diciembre le sigue con aún más trayectorias del oeste (véase el Apéndice B).

Es interesante que, como se verá posteriormente, el mes de mayo y octubre corresponden al inicio y al final de la temporada de precipitación, según los datos de observación en superficie.

Téngase nuevamente en cuenta que para este análisis, solo se tomaron las coordenadas del inicio de la retrotrayectoria y las del receptor, por lo que en algunas circunstancias podría ser, por ejemplo, que una trayectoria muy curva estuviese llegando al receptor desde el sector sureste, pero su dirección general sea clasificada del noreste dadas sus

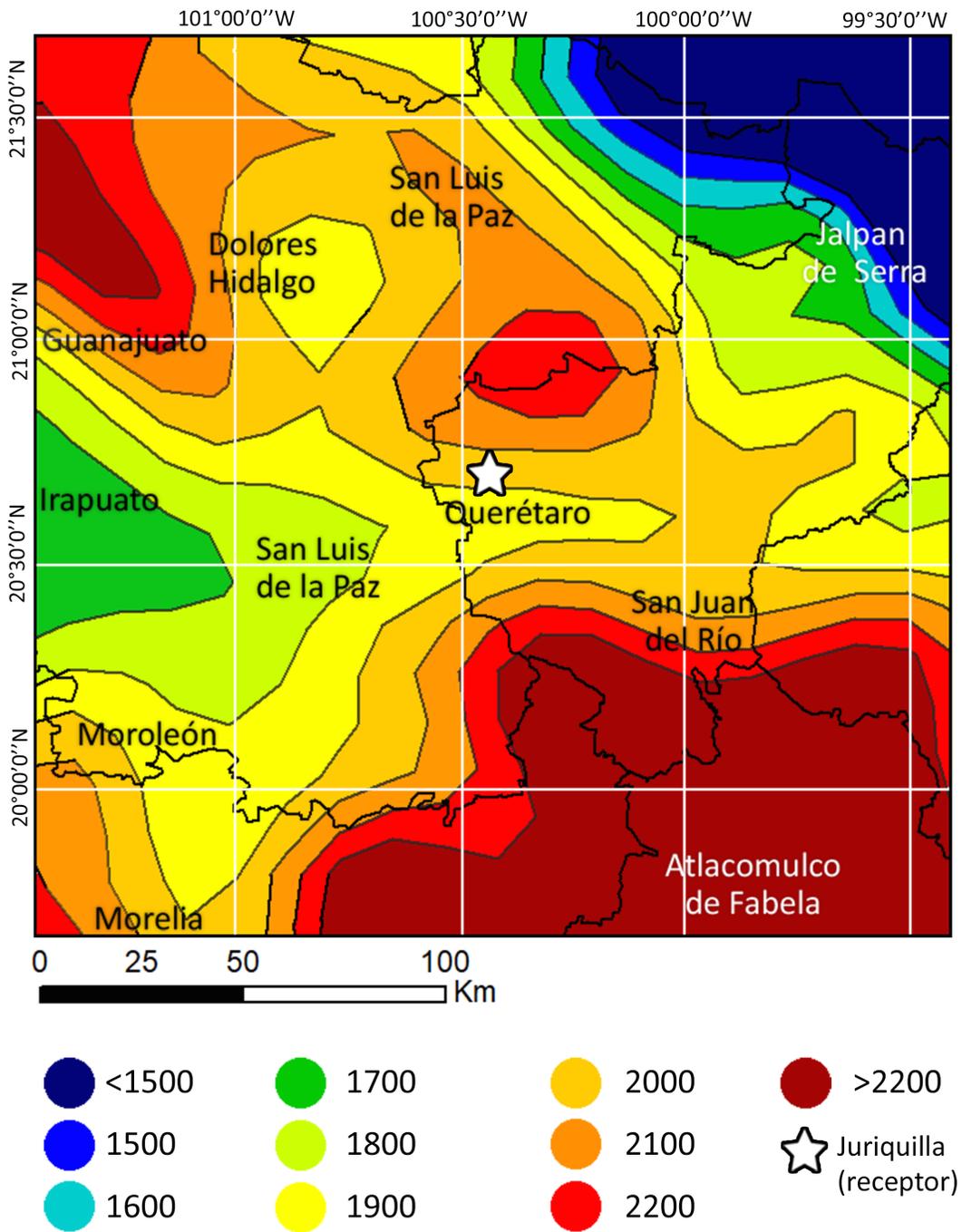
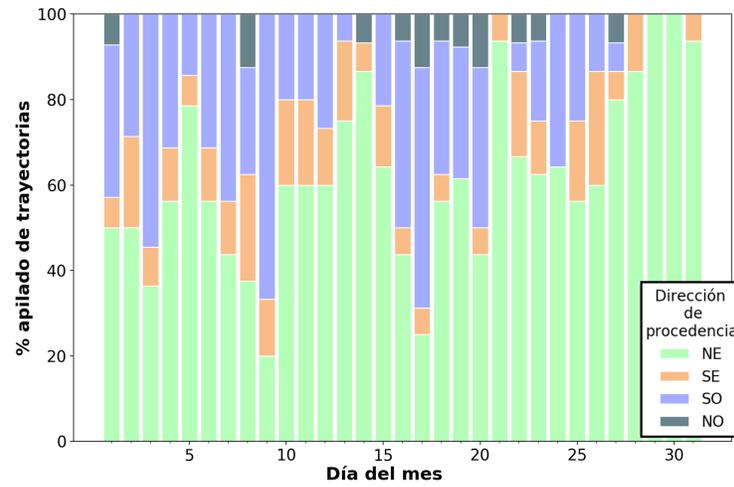
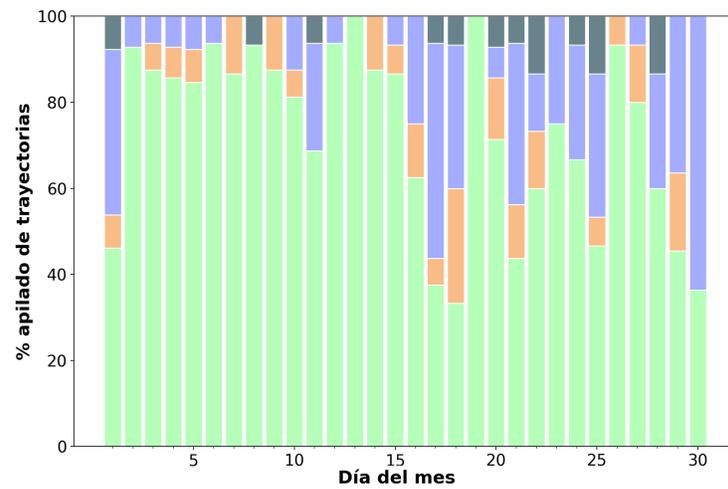


Figura 4.8: Altura de superficie del modelo NAM.



(a) Mayo



(b) Noviembre

Figura 4.9: Dirección “original” de trayectorias para meses de transición: mayo y noviembre.

coordenadas iniciales. Por otra parte, sería posible dividir en ocho sectores de 45 ° en lugar de cuadrantes (Katsoulis, 1999), pero para fines de este estudio los cuadrantes cumplen su función.

4.2.2. Acerca del análisis de grupos

La parte más difícil y subjetiva del método “objetivo” de análisis de grupos es elegir la cantidad de grupos a usar (Kassomenos et al., 2010). En este trabajo, dicha cantidad a variado de mes a mes y para distintas alturas, de acuerdo al criterio de cambio en el VET, al canje entre especificidad y utilidad para describir el flujo, y sobre todo, a un proceso de prueba y error. En suma, la elección está en gran medida sujeta a la experiencia y opinión del autor.

El valor límite en el cambio de VET se designó como 10%. Este es un límite más relajado que el usado por otros autores, pero que va de acuerdo a los objetivos del estudio de establecer un flujo regional y a la mayor heterogeneidad de flujo que hay más cerca de la superficie, donde se colocaron los receptores.

Hay algunas técnicas que se podrían considerar más objetivas para determinar el número óptimo de grupos, como el método “del codo” o el método de “la silueta”, pero no sin sus desventajas. Otras formas de confirmar el número de grupos usado son:

- Graficar mapas compuestos de presión para todos aquellos días de arribo al receptor en los que las trayectorias fueron asignadas a un grupo en particular. De esta forma, encontrar patrones de presión que revelen rasgos de circulación atmosférica que lleven a asignar las trayectorias a ese grupo. (Brankov et al., 1998).
- Analizar concentraciones de algún contaminante en el receptor para identificar si el factor “grupo” tiene influencia en las concentraciones. Específicamente, probar si las diferencias entre concentraciones promedio de cada grupo son estadísticamente significativas (Borge et al., 2007).
- Calcular la Desviación Horizontal Relativa del Transporte (DHRT) para determinar qué tan representativo es un centroide de las trayectorias agrupadas. Este índice es la Desviación Horizontal Absoluta del Transporte (DHAT) 2.10 dividida por la longitud total del centroide (siguiendo cada paso de la trayectoria, no la distancia del punto inicial al punto final) (Jorba et al., 2004). Es especialmente importante para identificar la representatividad de los centroides pequeños comentados en una sección anterior.

Para distintas alturas, algunos autores han mantenido fijo el número de grupos de manera que se facilite la comparación del flujo.

Un último punto es sobre la elección del algoritmo mismo. Varios autores han usado un método no-jerárquico conocido como *k-means* con buenos resultados (Borge et al., 2007; Jorba et al., 2004; Wang et al., 2010). Kassomenos et al. (2010) hace una comparación de técnicas de agrupación. Encuentra que aunque los métodos jerárquicos son más sensibles a la altura del receptor, los otros también lo son (*k-means* siendo el menos sensible). También observan que los regímenes de movimiento lento son poco sensibles a la altura del receptor

o al algoritmo de agrupación. Finalmente, concluye que de ser posible, la mejor opción siempre sería usar varias técnicas de agrupación y comparar los resultados.

4.2.3. Precisión de las trayectorias y análisis de los errores

Calcular el error de integración de las trayectorias y descartar aquellas trayectorias con errores más altos del límite arbitrario impuesto tiene el propósito principal de que dichas trayectorias no influyan en el cálculo de los grupos que se hizo a continuación. Sin embargo, analizar este error asociado de las trayectorias también nos permite decir algo acerca de qué tan robustas son las conclusiones que se puedan obtener de usar este procedimiento, qué tipo de las limitaciones tiene y proporcionar ideas para mejorarlo.

La Tabla 4.1 y la Figura 4.2 son complementarias en la exploración de los errores de integración. En primer lugar, es identificable que la distribución de los errores no es normal y está fuertemente sesgada hacia valores altos para todos los meses (excepto septiembre que es moderadamente sesgada; los valores de sesgo no están incluidos en la tabla). Por lo tanto, es necesario el uso de la mediana como medida de tendencia central. En segundo lugar, las trayectorias que caen debajo de su valor tienen errores de integración bastante bajos, de apenas unos kilómetros y usualmente por debajo del tamaño de malla del NAM (12 km). Un caso un tanto diferente ocurre en septiembre, cuando la mediana de los errores absolutos alcanza 16.73 km. De hecho, los meses de junio, julio, agosto y septiembre arrojan distribuciones de error con valores considerablemente más altos a comparación del resto del año.

Como se explica en la Sección 3.1.1 del Capítulo 3, el error de integración es la diferencia que hay entre la retrotrayectoria usada para los análisis de flujo, y una trayectoria hacia adelante en el tiempo, que es calculada empezando a la hora y ubicación del receptor de la retrotrayectoria. Otra fuente de discrepancia tiene su origen en una diferencia en el modo de calcular las retrotrayectorias y las trayectorias hacia adelante. Mientras las trayectorias hacia adelante son calculadas a partir del componente medio del viento y del componente turbulento, las retrotrayectorias no tienen manera de usar el componente turbulento en su cálculo, puesto que la difusión turbulenta es un proceso irreversible (Fast y Berkowitz, 1997). Si en cálculo de una trayectoria hacia adelante se usara únicamente la parte media del viento, la retrotrayectoria y la trayectoria serían casi idénticas.

En la mayoría de los casos, los procesos de la capa límite convectiva y elementos del terreno son responsables de mezclar las partículas de las trayectorias hacia adelante y elevarlas hacia otros niveles, donde son advectadas por vientos más fuertes. Las retrotrayectorias por el contrario, no poseen un mecanismo para identificar estos procesos y pueden no regresar al punto donde empieza el transporte.

En el caso de la interacción con el terreno, un ejemplo es el de una parcela que en su trayectoria hacia adelante que empieza cerca de la superficie (llamémosla altitud A) intersecta a una montaña. Al hacerlo, se ve forzada a subir hasta llegar a una nueva altitud (altitud B) en la que puede sortear la cima de la montaña. La retrotrayectoria comenzaría en esta nueva altitud B, y en su camino hacia atrás pasa por encima de la montaña. Sin embargo, la parcela no podrá regresar a la altitud A de la fuente, a menos de que el campo de viento tenga una componente media vertical hacia abajo muy intensa, lo cuál es poco común en la atmósfera. Al no bajar después de sortear la montaña, la parcela

estará sujeta a corrientes de viento que pueden ser muy distintas a las que estaba sujeta la parcela al inicio de la trayectoria hacia adelante. Así, en presencia de grandes cizalladuras de verticales del viento, pequeños errores verticales en la posición de la retrotrayectoria puede gradualmente producir errores grandes en la horizontal.

Dos explicaciones para el aumento del error durante los meses de junio a septiembre están en el incremento de la actividad convectiva asociada a la precipitación en Querétaro (Reyna Trujillo, 1970), y en la predominancia de trayectorias que cruzan una zona eminentemente montañosa, i.e. la Sierra Madre Oriental.

La elección de la altura del receptor es un tema que suscita un debate considerable. En la literatura, diferentes autores usan distintas alturas en sus estudios. Cabello et al. (2016) definieron 19 niveles a distintas alturas para calcular retrotrayectorias, y posteriormente usaron un método de Análisis de Componentes Principales (ACP) con datos de contaminación para determinar la altura en las que las retrotrayectorias debían ser estudiadas para explicar la calidad del aire en el receptor. Wang et al. (2010) basan la altitud del receptor (300 msns) en estudios de la distribución vertical del coeficiente de extinción regional en Beijing, China. Varios autores consideran los 500 metros sobre nivel del suelo (Coury y Dillner, 2007; Sapkota et al., 2005) y otros 850 hPa (Dayan, 1986; Eneroth et al., 2003; Katsoulis, 1999) como una altura adecuada para colocar el receptor, ya que es un límite aproximado entre el régimen de vientos superficiales y vientos de altura, pero está relativamente libre de efectos superficiales. No obstante, al final parece que la decisión sobre la altura del receptor depende mucho de la situación específica de cada caso de estudio, con factores como la complejidad del terreno, la escala del flujo a ser capturado y la aplicación final del estudio, siendo los más relevantes.

En este estudio se usaron retrotrayectorias con receptor a 100 y 500 metros sobre el nivel del suelo, con el objetivo de representar el transporte dentro de la CLP, donde ocurre la vasta mayoría de las emisiones de contaminantes y donde habitan los seres humanos. Siendo la CLP una zona inherentemente turbulenta de la atmósfera, es de esperarse que una retrotrayectoria individual a esta altura no sea suficiente para sacar conclusiones acerca del flujo predominante de la región, ya que los errores asociados podrían ser prohibitivamente altos. No obstante, este estudio no recae en la interpretación de una sola retrotrayectoria, sino en el análisis estadístico de una gran cantidad de retrotrayectorias. Más estudios son necesarios para conocer la sensibilidad del método en esta región a la altura del receptor.

Validez de la suposición de transporte de una parcela Una pregunta común es “¿por cuánto tiempo una parcela de aire idealizada retiene su identidad y es válida para hacer inferencias respecto al transporte bruto?” (Stohl, 2001). Esto dependerá, dicen Riddle et al. (2006), de la estabilidad de la atmósfera, las condiciones sinópticas y el tamaño de la parcela.

La naturaleza de los flujos atmosféricos sobre todo en una región como la CLP llevan a la deformación de un volumen idealizado y su mezcla turbulenta con el entorno. La deformación lleva a la filamentación de la parcela (Stohl et al., 2002), mientras que el mezclado involucra la entrada de aire circundante y un cambio en la composición química y de humedad de la parcela.

Un problema con las retrotrayectorias es que al ser calculadas únicamente a partir de los

campos de viento medio, no pueden representar el proceso de mezcla y de crecimiento del volumen de influencia de la parcela. Frente a esto, el uso de retrotrayectorias de duraciones relativamente cortas como las usadas en este trabajo podrían presentar una ventaja, ya que una vez agrupadas su centroide tiende a retener mejor las características de su origen y es más representativo del transporte de la vía que representa (Riddle et al., 2006).

Fuentes de error no cuantificadas Al momento de interpretar los resultados de las trayectorias, se debe tomar en cuenta que el error de integración no es de ninguna manera la única fuente de error que contribuye al error total. Stohl (1998) afirma que errores totales del 20% de la distancia recorrida parecen ser típicos para trayectorias calculadas a partir de campos de viento analizados.

La resolución espacial de los datos de entrada afecta principalmente a trayectorias que cruzan zonas montañosas (Stohl et al., 1995). Por otra parte, los errores de interpolación temporal pueden afectar especialmente al cálculo de trayectorias, pero podrían ser reducidos si en lugar de usar valores de viento instantáneos se usaran promedios del viento de cada intervalo (ibíd.).

En este estudio, se usaron campos de viento con resolución de 3 horas en lugar del más usual de 6 horas. Stohl et al. (2001) encuentran que esta práctica representa una mejora significativa a los resultados, puesto que hace posible la reproducción de movimientos verticales atmosféricos más intensos. Por otro lado, la base de datos usada proviene de un modelo de pronóstico. Mientras que (Baumann y Stohl, 1997) comentan la superioridad en la calidad de los resultados de trayectorias calculadas a partir de campos analizados sobre la proveniente de campos pronosticados, Eneroth et al. (2003) reportan resultados similares al comparar trayectorias calculadas con uno y otro tipo de campo. Este punto requiere de ser investigado más a fondo en otro trabajo.

Capítulo 5

Análisis climático de observaciones en superficie

Es importante poder contrastar los resultados de la climatología de flujo discutidos en el capítulo anterior con mediciones en superficie de variables atmosféricas, con el fin de robustecer y mejorar el análisis y las conclusiones obtenidas de la climatología.

En el capítulo que se desarrolla a continuación, se presenta 1) un análisis de datos de viento medidos en la estación de la RUOA Juriquilla a lo largo los cuatro años que dura el estudio y 2) un análisis estadístico de mediciones de temperatura y precipitación de 15 estaciones climatológicas con datos de más de 30 años.

5.1. Resultados

5.1.1. Viento superficial en el receptor

Se generaron rosas de viento con las velocidades medidas en la estación de la RUOA Juriquilla, para cada mes del año (Figura 5.1). La estación está localizada aproximadamente en las mismas coordenadas geográficas del receptor de la trayectorias simuladas (20.7030°N , 100.4473°O). La base de datos usada comprende desde junio 2014 hasta diciembre 2017.

Para las rosas de viento de la Figura 5.1, se definieron rangos de intensidad de viento constantes y círculos concéntricos de porcentaje igualmente constantes, con el fin de facilitar la comparación entre meses. Un resumen general se da a continuación:

- Enero a marzo: vientos predominantes del norte/noreste y suroeste. Vientos de 8-11 m/s del este y suroeste, vientos lentos del resto de las direcciones.
- Abril: vientos rápidos y predominantes del suroeste y oeste. Algunos vientos de rápidos del noreste.
- Mayo: vientos en general más lento excepto algunos del este. Direccionalidad múltiple.

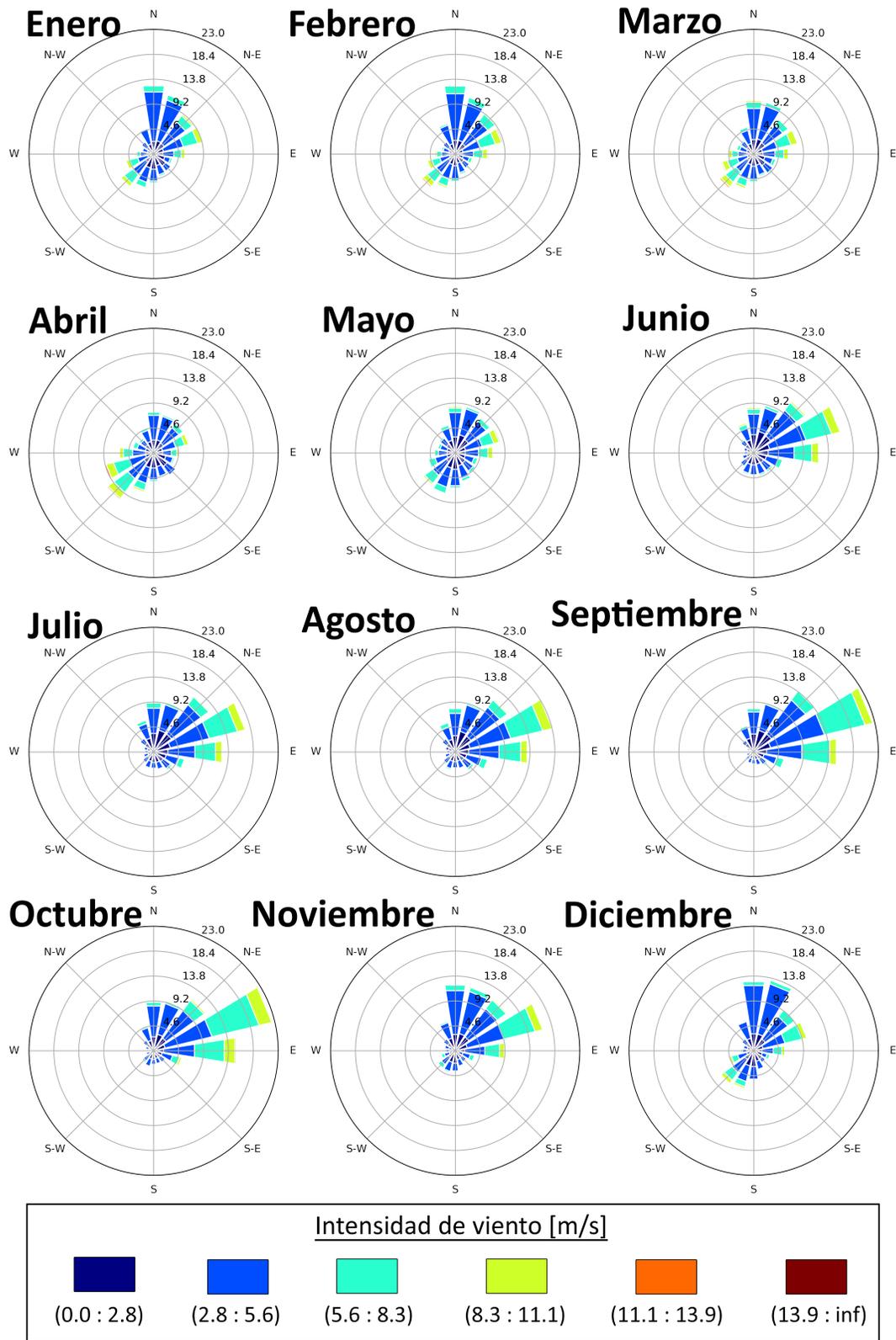


Figura 5.1: Rosas de viento por mes, construidas a partir de datos de la RUOA Juriquilla del periodo junio 2014 - diciembre 2017.

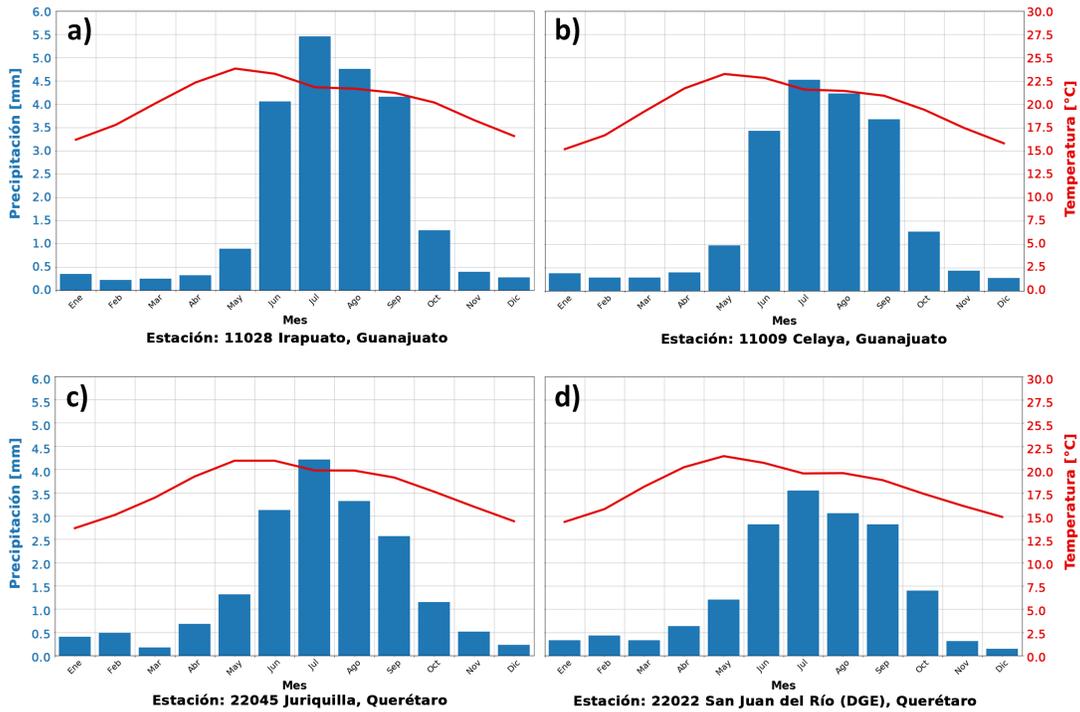


Figura 5.2: Promedios mensuales de precipitación y temperatura para cuatro estaciones: Irapuato (11028), Celaya (11009), Juriquilla (22045) y San Juan del Río (22022).

- Junio a octubre: predominancia muy clara de vientos del noreste, una parte importante son vientos de 5.6 a 8.3 m/s y algunos de 8.3 a 11.1 m/s. Vientos del noroeste, oeste, suroeste y sur, prácticamente desaparecen.
- Noviembre: se reduce la cantidad de vientos del noreste y la proporción de vientos del suroeste crece un poco.
- Diciembre: muy parecido a la primera situación enlistada.

5.1.2. Registro de precipitación y temperatura en estaciones

Con los datos de las 15 estaciones elegidas para el estudio (véase el Capítulo 3, Sección 3.3), se obtuvieron gráficas de precipitación y temperatura promedio.

La Figura 5.2 muestra los promedios mensuales de precipitación y temperatura media de cuatro de las quince estaciones climatológicas seleccionadas en la región circundante al receptor. Estas cuatro estaciones y nueve de las estaciones restantes corresponden a las *Estaciones Climatológicas (a)* (amarillo en la Fig. 3.3) ya que tuvieron un comportamiento muy similar entre sí. Mientras tanto, solo dos de las quince estaciones se alejaron notablemente de estos resultados y se tratan más adelante.

La Figura 5.3 muestra de manera condensada los valores promedio de precipitación (arriba) y temperatura (abajo) para cada mes y cada estación. En esta figura se han

excluido las Estaciones Climatológicas (b).

El comportamiento de la precipitación para las *Estaciones Climatológicas (a)* se puede aglomerar de la siguiente manera:

- Meses *secos* de enero a mayo y posteriormente noviembre y diciembre con mínimo en diciembre generalmente.
- Meses de precipitación de junio a septiembre, con un máximo en julio, excepto para la estación 11053 Pozos, donde junio es ligeramente mayor.
- Los meses mayo y octubre presentan precipitación considerablemente por encima del resto de los meses *secos*, pero no tanta como la de los meses de precipitación.

Nótese que el término “seco” para designar a los meses de enero a mayo, noviembre y diciembre es solo relativo al contexto de los demás meses. La cantidad de precipitación por mes varía de estación a estación, principalmente para los meses de precipitación, donde se observa la mayor variabilidad entre estaciones.

Por otro lado, el comportamiento de la temperatura es aún más homogéneo entre estaciones:

- De enero a mayo hay una tendencia positiva de temperaturas, alcanzando un máximo en mayo.
- En los meses que comienza la precipitación, de mayo a julio, las temperaturas caen un poco para luego aparentemente estabilizarse y mantenerse casi constantes hasta mediados de septiembre.
- Más tarde, de septiembre a diciembre, se observa una tendencia negativa de la temperatura, cayendo a un mínimo entre los meses de diciembre y enero.

Como se observa en la Figura 5.4, las estaciones **22054** (*El Salitre*) y **22064** (*Pinal de Amoles*) presentaron un comportamiento que diverge del resto. Estas dos estaciones están marcadas en rojo en la Figura 3.3 y corresponden a las llamadas *Estaciones Climatológicas (b)*. Para la estación *El Salitre*, el comportamiento anómalo se manifestó en precipitaciones más escasas a lo largo de todo el año, alcanzando en el mes de julio una precipitación acumulada diaria promedio de apenas arriba de los 2mm, y temperaturas más constantes, variando entre 17.5 °C y 20 °C. Por su parte, la estación *Pinal de Amoles* tuvo acumulaciones diarias promedio más altas que cualquier otra a lo largo de todo el año, con un pico en el mes de septiembre de aproximadamente 8.3mm. Además, observó las temperaturas diarias más bajas, con máximo y mínimo de 17.5 °C y 12.6 °C.

Aunque no fueron considerados anómalos, de entre las Estaciones Climatológicas (a), son notables los casos de las estaciones **11053** *Pozos* y **11167** *San Juan Pablo de Arriba*, que comparten una zona geográfica un poco al oeste de la Sierra Madre Oriental. A pesar de mostrar las mismas tendencias que el resto de las estaciones, sus valores de precipitación y temperatura estuvieron consistentemente por debajo de los registros de las demás.

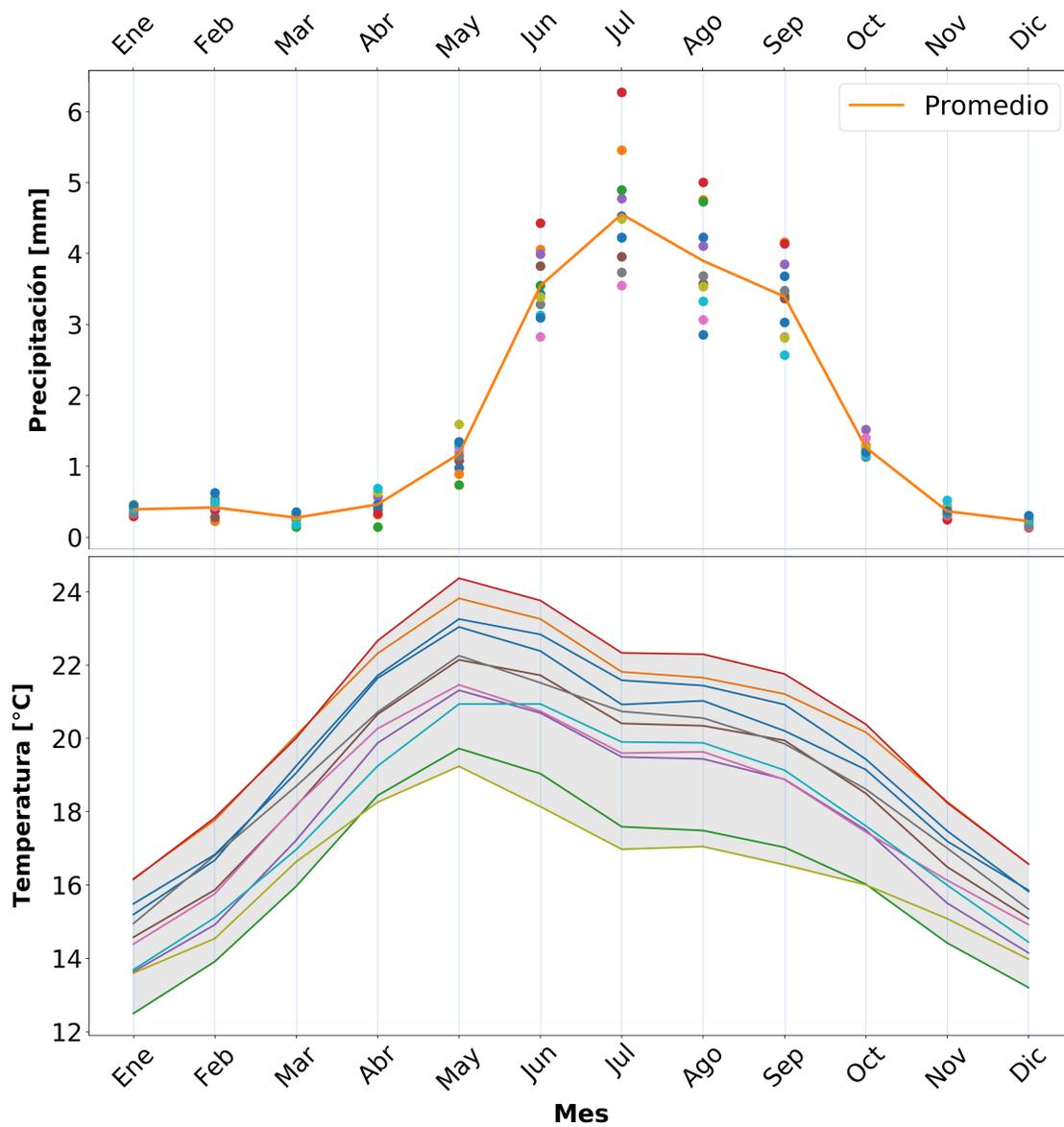


Figura 5.3: Condensado de promedios de precipitación y temperatura para las estaciones climatológicas (a).

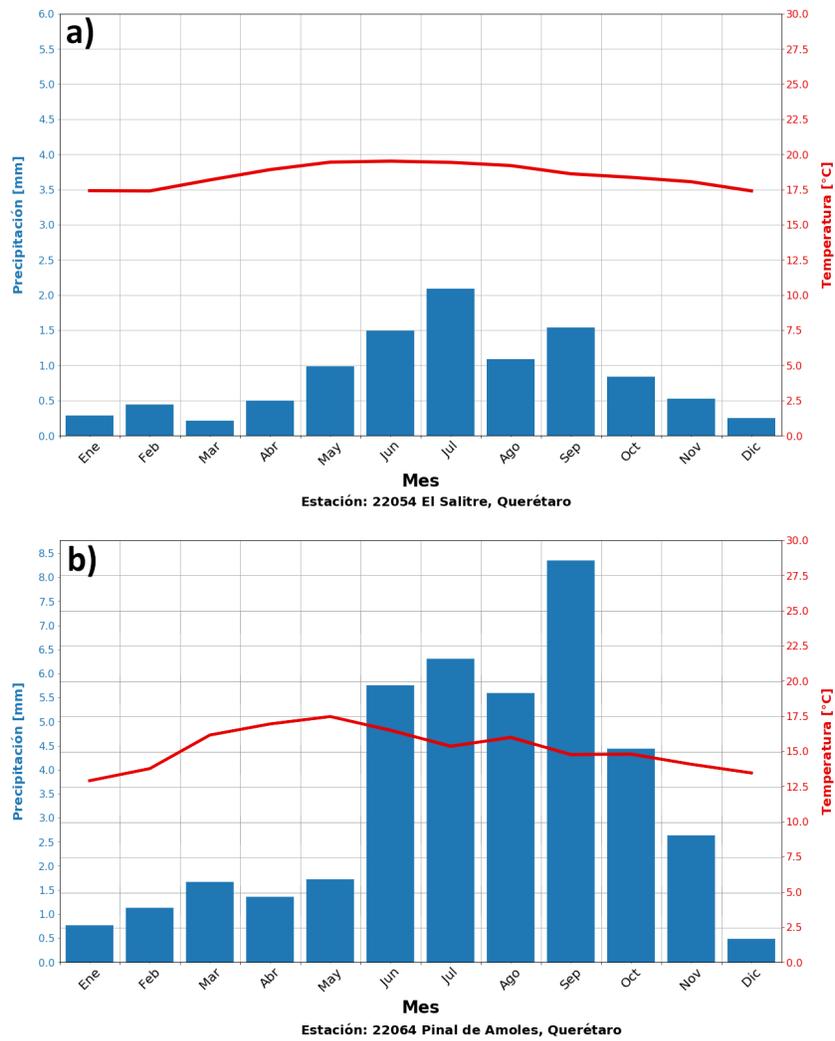


Figura 5.4: Promedios mensuales de precipitación y temperatura para las estaciones climatológicas (b).

5.2. Discusión

5.2.1. Viento

Los resultados de las rosas de viento están en razonable acuerdo con los resultados de Camacho Díaz (2013), Mata Ibarra (1986) y Olivares Salazar (2016). Estos autores hicieron uso de datos de otras estaciones meteorológicas en la ZMQ. Olivares Salazar (2016) encuentra una diferencia importante entre las mediciones de viento para enero-febrero y agosto-septiembre, en la estación Chulavista. Por otro lado Mata Ibarra (1986) reconoce que la temporada de vientos de moderada intensidad se presenta de febrero a mayo, teniendo en abril el máximo.

En lo que difieren los resultados de este trabajo con las rosas de viento presentadas por (Camacho Díaz, 2013; Olivares Salazar, 2016) es en el componente de los viento proveniente del norte. En la Figura 5.1 durante todo el año se observa una componente del viento con dirección sur, incluso llegando a ser importante en algunos meses. Mientras tanto, Olivares Salazar (2016) no encuentra un componente importante de viento proveniente del norte más que para una en una (*estación Candiles*) de las seis estaciones que analiza para los meses de enero-febrero, y Camacho Díaz (2013) para ninguna.

Lo anterior puede deberse a algún factor de escala mucho más local en la estación RUOA-Juriquilla que esté afectando la llegada del viento. La estación *Candiles* que Olivares Salazar (2016) encuentra con un componente importante con dirección sur, es la más alejada de la estación RUOA-Juriquilla de entre las que usa (al sur de la ZMQ), por lo que difícilmente se trate del mismo factor de escala local. Un estudio más a detalle del flujo cerca de Juriquilla podría revelar más sobre el componente de viento del norte. Por el momento, es importante resaltar además que incluso para la estación Candiles, durante los meses de agosto-septiembre el viento predominante es del este y el componente norte disminuye considerablemente, tal y como se encuentra en este trabajo.

Camacho Díaz (2013) muestra algunas imágenes de simulaciones realizadas con el modelo WRF para dos periodos: 21 marzo al 3 de abril 2011, y 9 al 22 de julio 2011. Aunque son pocos días, es apreciable que para la simulación marzo-abril WRF arroja vientos tanto del este/noreste como del suroeste alrededor de la ZMQ, mientras que la simulación de julio solo muestra vientos del noreste/este.

5.2.2. Precipitación y temperatura

Los resultados de precipitación y temperatura coinciden también bastante con los de Olivares Salazar (2016) para estaciones meteorológicas únicamente en la ZMQ. De igual forma Soto y Jauregui (1970) mencionan que la temporada de lluvia comienza en el mes de junio y termina la primera quincena de octubre.

La precipitación muestra muy claramente la temporada de lluvia en la región que comprende del mes de junio al de septiembre. Los meses de mayo y octubre registran también un poco de precipitación. Los valores de temperatura varían de estación a estación, pero todas tienen el mismo comportamiento. Después del máximo en mayo, a partir del inicio de las lluvias la temperatura baja, para luego mantenerse hasta el fin de la precipitación, cuando cae la temperatura a su mínimo en diciembre/enero.

El comportamiento anómalo de las *estaciones climatológicas (b)* se explica por su ubicación. La Sierra Madre Oriental actúa como una sombra orográfica para los vientos cargados de humedad provenientes del Golfo de México. Esto provoca una marcada precipitación en el lado oriente de la sierra y una supresión de la precipitación en su lado occidental próximo (Reyna Trujillo, 1970; Soto y Jauregui, 1970). Las estaciones **22064** (*Pinal de Amoles*) y **22054** (*El Salitre*) se encuentran en el lado oriente y occidente, respectivamente. Por ello se consideró que sus patrones de precipitación y temperatura (opuestos entre sí) no eran representativos de la situación sobre la ZMQ y sus alrededores.

Capítulo 6

Principales regímenes de flujo en Querétaro

En los capítulos anteriores, han sido presentados y discutidos los resultados de: la simulación de trayectorias y su análisis por grupos, para obtener vías principales de flujo/transporte (Capítulo 4); y, el análisis de datos de observaciones en superficie de viento, precipitación y temperatura, medidas por estaciones de monitoreo automático en la región de interés (Capítulo 5). En el breve capítulo que se desarrolla a continuación, se conjuntan estos dos temas con el fin de validarlos y explicarlos entre sí, y al hacerlo, pintar una imagen más amplia de los principales regímenes de flujo en Querétaro.

Nota: La discusión y resultados en este capítulo están basados principalmente en el flujo capturado por las trayectorias a 100 msnm.

6.1. Temporadas de características atmosféricas distintivas

Concebir y dividir los principales regímenes de flujo anuales en una región en términos de las estaciones usuales (primavera, verano, etc.) puede ser difícil e inadecuado. Las variaciones climáticas de una zona pueden no ir de acuerdo a estas estaciones. Encima, diferentes estaciones pueden tener patrones de transporte parecidos (Moody y Galloway, 1988). Por ello, un resultado deseable de este trabajo es una descripción de los regímenes predominantes de flujo por temporadas discretas que sean coherentes con observaciones de variables atmosféricas en superficie.

Las observaciones de viento en superficie plasmadas en la Figura 5.1 de la Sección 5.1.1 capturan sorprendentemente bien el comportamiento de las vías principales de flujo de la Figura 4.4. Para los meses de junio a septiembre, ambos análisis indican una clara predominancia de los vientos del noreste/este. Para octubre hay una pequeña discrepancia puesto que las trayectorias registran un ligero aumento de trayectorias del suroeste/noroeste mientras que las observaciones no lo hacen. En noviembre y diciembre vuelven a coincidir razonablemente bien dado que ambas muestran un progresivo incremento y decremento de flujo proveniente del suroeste y noreste, respectivamente.

La diferencia más persistente entre estas imágenes (Fig. 5.1 y Fig. 4.4) son los vientos del norte registrados en superficie y que no están representados por los centroides de

los grupos. Sin embargo, como se mencionó en la Sección 5.2.1, estos vientos pueden ser consecuencia de efectos de escala local que el NAM fuese incapaz de capturar dada su resolución, y no lo suficientemente representativos como para invalidar los resultados de las trayectorias.

La temporalidad en el comportamiento del viento parece estar además bastante relacionada con lo encontrado en el Capítulo 5, Sección 5.2.2 donde se analizan las tendencias de la precipitación y la temperatura. Los meses en los que el flujo dominante es del este (junio a septiembre) coinciden con los meses de mayor precipitación (Fig. 5.3), mientras que las temporadas secas coinciden con una distribución multidireccional de la proveniencia del flujo. Inclusive en mayo, el inicio de la temporada de lluvias (observable en el aumento en la precipitación promedio) concuerda con la disminución de trayectorias del suroeste y noroeste que se ve en la Figura 4.9 (a)). Algo similar sucede en octubre para el fin de la temporada de lluvias, pero la relación no es tan clara.

En vista de estas relaciones sugeridas por las observaciones y las vías calculadas, se definieron tres temporadas anuales para explicar los regímenes principales de flujo: “**seca**” (*S*, enero-mayo), “**precipitación**” (*P*, junio-septiembre) y “**transición**” (*T*, octubre-diciembre). Los meses que comprenden las temporadas **seca** y **precipitación** fueron más sencillos de definir y la razón de sus nombres es obvia en sí misma. La definición de la temporada de **transición** fue más compleja.

Respecto a la información provista por las trayectorias, los meses de octubre a diciembre presentan un cambio progresivo en la proporción de trayectorias provenientes de diferentes direcciones. En un extremo, durante la temporada **P** menos del 10% de las trayectorias son de algún sector al oeste del receptor. En el otro extremo, en todos los meses de la temporada **S**, estas trayectorias conforman entre el 30-50% del total. Otra consideración para separar los meses de octubre a diciembre como una temporada en sí, fue que a pesar de que las temperaturas promedio para estos meses tuvieran valores parecidos al de los meses de enero a mayo, la tendencia de la temperatura es negativa, en vez de positiva (Fig. 5.3).

La Figura 6.1 muestra una gráfica de dispersión de precipitación contra temperatura media, de los datos mensuales de cada estación climatológica (a). Los datos sugieren tres “quiebres” con respecto a la precipitación, formando aglomeraciones. Mientras tanto, la distribución de la temperatura es continua en todo el rango para cada aglomeración.

La Figura 6.2 muestra el mismo conjunto de puntos de la Figura 6.1, pero estos han sido coloreados de acuerdo a la correspondencia del mes con alguna de las tres temporadas definidas.

Una inspección a las Figuras 6.1 y 6.2 revela una serie de cuestiones a tomar en cuenta. Primero, los meses de la temporada de precipitación se diferencian muy claramente del resto de los meses. En segundo lugar, mayo y octubre son meses que no se ajustan totalmente al comportamiento de las demás temporadas, y tienen un carácter que se podría considerar transicional. Sin embargo, se consideró que no era posible unirlos en una categoría a parte, puesto que no son consecutivos. Finalmente, la definición de las temporadas no es perfecta, pero tampoco busca serlo; por el contrario, el interés es dar una idea general y fácil de usar para entender la climatología de flujo de Querétaro.

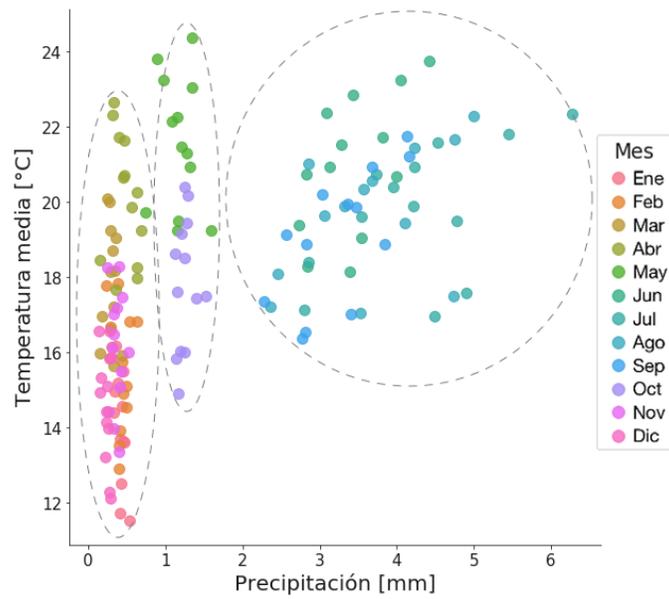


Figura 6.1: Gráfica de dispersión con datos promedio mensuales de precipitación y temperatura de las estaciones climatológicas (a). Los colores indican el mes. Hay un punto por cada mes de cada estación. Circulados en líneas discontinuas están aglomeraciones de datos que han sido identificadas “a ojo” por tres “quebres” visibles en la distribución de la precipitación.

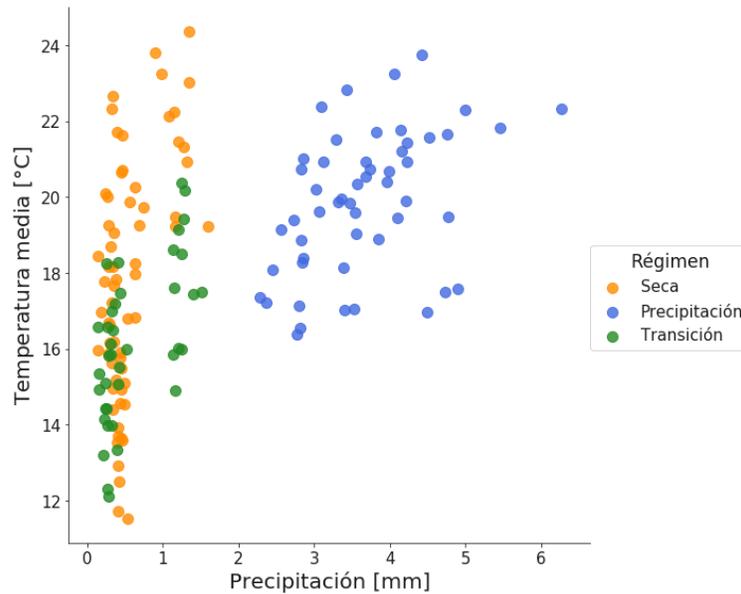


Figura 6.2: (similar a la Figura 6.1), los colores indican el régimen al que han sido asignados los meses.

6.2. Tres regímenes de flujo

Se usó de nuevo el método de análisis de grupos para cada temporada definida arriba. El resultado se presenta en la Figura 6.3.

La Figura 6.3 representa la forma más general de la climatología de flujo de Querétaro. Los grupos representan las vías principales de transporte de masas de aire arribando a la ZMQ a 100 metros de altura para tres temporadas. Cada temporada presenta un régimen distinto de flujo.

- Enero a mayo, temporada *seca*: el flujo regional predominante (65 %) es del noreste/este, provenientes del centro (vía 4) y norte de Querétaro (vía 5), el sureste de San Luis Potosí (vía 8) y el noroeste de Hidalgo (vía 3). 8 % del tiempo, hay recirculación o estancamiento del aire (vía 1). 18 % de las masas de aire (vía 1 y 6) provienen del oeste del receptor, atravesando la ciudad de Salamanca y Celaya, en Guanajuato. 19 % de las veces (vías 7 y 9), el transporte es del suroeste, de diferentes partes de Michoacán y pasando por el sur de Guanajuato.
- Junio a septiembre, temporada *precipitación*: estos meses corresponden a la temporada de mayor precipitación en la región de la ZMQ. Solo una vía lenta (7) que explica el 5 % del flujo, proviene del oeste/suroeste, pasando por Celaya y Salvatierra, Guanajuato. El resto del transporte es del noreste y este. La vía 1,2 y 3 siguen un camino muy similar, pero representan diferentes velocidades de flujo. La vía 6, proviene de las vecindades de San Juan del Río. No hay vías cortas para esta temporada.
- Octubre a diciembre, temporada *transición*: una situación de flujo en medio de las otras dos temporadas. El transporte del sur, en Michoacán, es el 11 % de las ocasiones (vías 1 y 4), y de las vecindades de Salamanca y Celaya el 8 % (vía 5). 8 % del tiempo hay condiciones de recirculación y estancamiento, representadas por un centroide corto (vía 1). El resto de las vías provienen de la zona de la Sierra Madre Oriental.

Las vías 1 y 6 de la temporada seca y la vía 5 temporada transición, pasan por una zona fuertemente industrializada de la región Bajío, que incluye una refinería en Salamanca. Por otro lado la vía 4 de la temporada seca y la 6 de la de precipitación inician en una región mayoritariamente desértica, donde la resuspensión de polvo a la atmósfera es común. También hay en esta zona minas de roca caliza y mármol que pueden ser fuentes de partículas minerales en la atmósfera.

Por otro lado, parece poco probable que haya algún aporte a la ZMQ de contaminantes atmosféricos provenientes del sur donde se encuentra la región del Valle de México y la capital del país.

Finalmente, es posible que las vías identificadas para la temporada de precipitación sean parte de una circulación que trae aire húmedo del Golfo de México, que precipita en forma de lluvia durante estos meses. Más trabajo es necesario para confirmar esto.

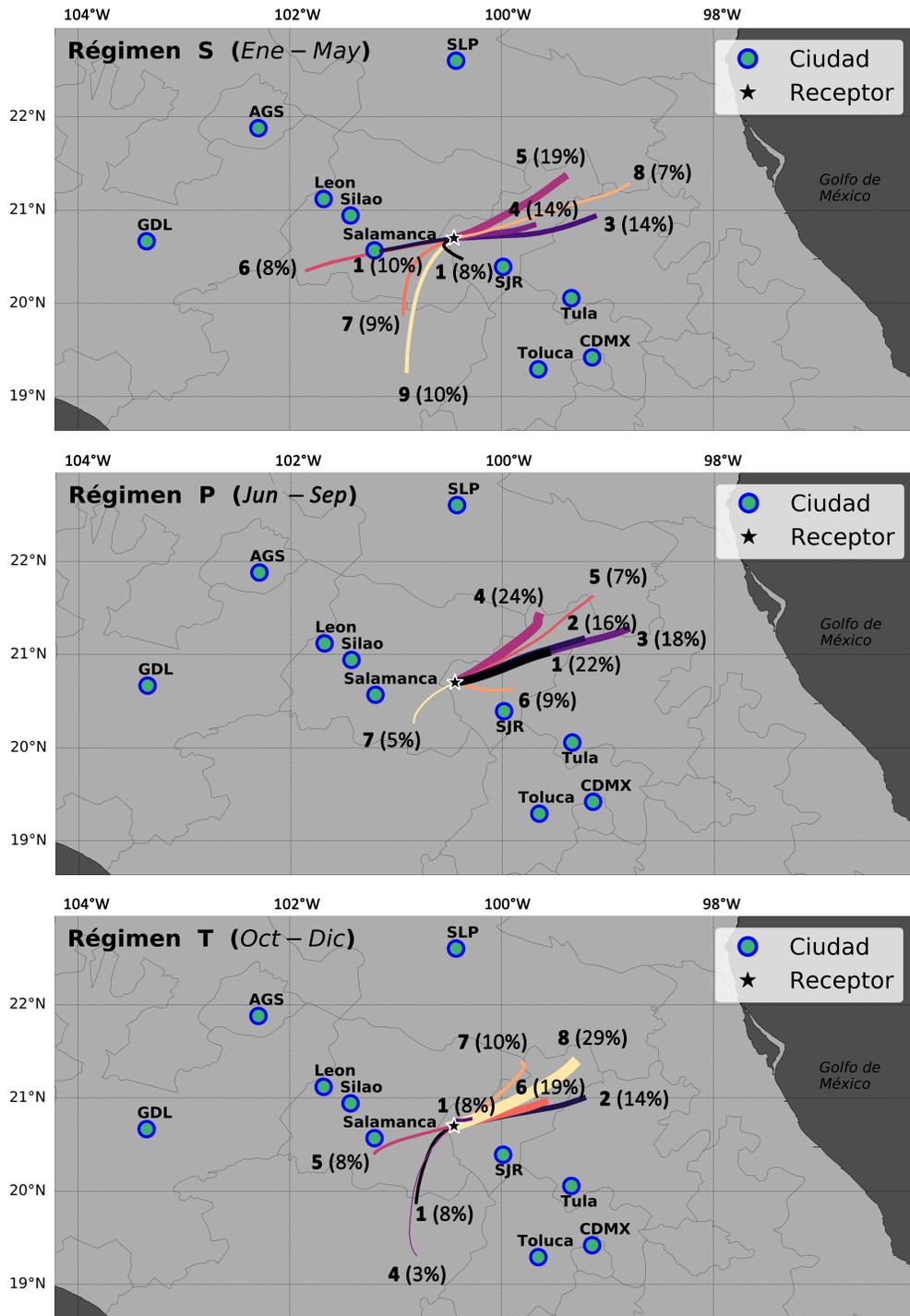


Figura 6.3: Principales regímenes de flujo en Querétaro, obtenidos a partir de análisis de grupos de trayectorias a 100 msns. Cada régimen corresponde a una temporada del año definida en este trabajo: (de arriba a abajo) temporada **S**eca, temporada **P**recipitación y temporada **T**ransición.

Capítulo 7

Conclusiones

Se estableció una climatología de flujo en Querétaro a partir del cálculo de múltiples retro trayectorias lagrangianas para un periodo de cuatro años (2014-2017) arribando a un punto de la Zona Metropolitana de Querétaro y analizándolas posteriormente con el método estadístico de análisis de grupos. Estos resultados fueron complementados con una inspección y análisis de los datos de observaciones en superficie de viento, precipitación y temperatura.

Las principales conclusiones de este estudio se enumeran a continuación:

- A partir de la simulación de las retro trayectorias se encontraron tres temporadas anuales en Querétaro que presentan cada una un régimen de flujo distinto. A las temporadas se les nombraron de la siguiente forma: Temporada Seca (enero-mayo), Temporada Precipitación (junio-septiembre) y Temporada Transición (octubre-diciembre).
- Los regímenes asociados a cada temporada reflejan patrones de flujo característicos que representan las condiciones de circulación y transporte de diferentes momentos del año.
- El comportamiento y temporalidad de los regímenes muestran una relación significativa con los datos de viento, precipitación y temperatura observados en superficie. Este es un indicio de la confianza que se puede tener sobre los resultados obtenidos por el método usado en este trabajo.
- En términos totales, el flujo más importante en el año es del este/noreste, de la región de la Sierra Madre Oriental de Querétaro, San Luis Potosí e Hidalgo. Sin embargo, también hay circulación del sur y del oeste (donde existe un corredor industrial y varios asentamientos urbanos importantes) durante los meses de enero a mayo, y luego octubre a diciembre.
- Durante los meses de junio a septiembre que se presentan las lluvias, prácticamente todo el transporte proviene del este, probablemente como parte de un flujo de aire cargado de humedad proveniente del Golfo de México.

- Los meses de octubre a diciembre (Temporada Transición), presentan características intermedias entre las otras dos temporadas, que van cambiando progresivamente de la Temporada Precipitación a la Temporada Seca; de ahí su nombre.
- Aunque existen episodios de recirculación y estancamiento, no representan una mayoría porcentual. Estas situaciones están más representadas durante la Temporada Seca.

Un hallazgo interesante es que al menos en los niveles bajos de la atmósfera, es altamente improbable que las emisiones de contaminantes de la Ciudad de México aporten a las concentraciones medidas en la ZMQ. Por otro lado, a pesar de que en SEMARNAT (2014) se expone que la ciudad de San Juan del Río y la ZMQ pertenecen a cuencas atmosféricas diferentes, los resultados de este trabajo muestran que no es imposible que haya transporte de San Juan del Río a la ZMQ, y de hecho, sucede con cierta frecuencia.

7.1. Recomendaciones para trabajo futuro

En caso de querer expandir y profundizar en tema de este trabajo, en especial para Querétaro y la región del Bajío Mexicano, algunas modificaciones y adiciones pertinentes son sugeridas en seguida:

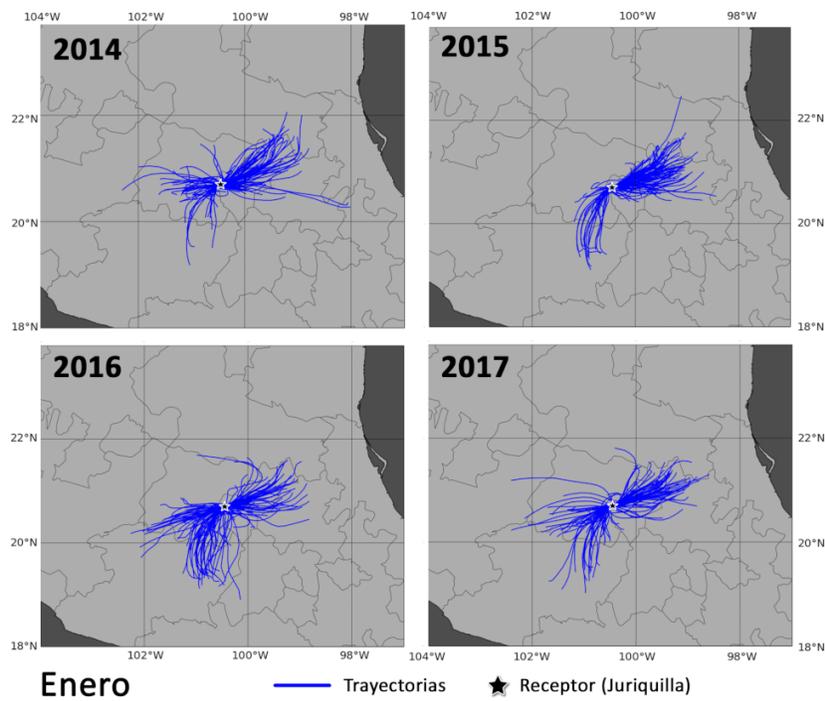
- Si se quisiera hacer estudios más detallados de relaciones fuente-receptor, vinculando concentraciones de contaminantes a zonas fuente específicas, sería deseable una evaluación más detallada del error en el cálculo de las trayectorias. Para este fin, la validación de algunas trayectorias con experimentos de trazadores sería de gran utilidad.
- Realizar simulaciones de retrotrayectorias a diferentes alturas, comparar los resultados entre sí y con los aquí expuestos, y realizar pruebas de sensibilidad del error para estas distintas alturas.
- Usar otras bases de datos de análisis meteorológico como entrada para el modelo HYSPLIT. Principalmente evaluar de qué forma cambian los resultados de la climatología con el uso de campos de viento con una mayor resolución espacial y temporal.
- Modificar la técnica de análisis de grupos para discernir de entre las vías cortas, periodos de estancamiento y periodos de recirculación.
- Aumentar el periodo de estudio.

Finalmente, una extensión natural del trabajo aquí presente es asociar cada trayectoria a datos de observaciones de contaminantes y/o humedad, medidos en el receptor al momento de su llegada. Esto en principio permitiría realizar estudios estadísticos para apuntar fuentes de emisión de contaminantes o fuentes de humedad (Ashbaugh et al., 1985; Dimitriou et al., 2015; Hopke et al., 1995).

Apéndice A

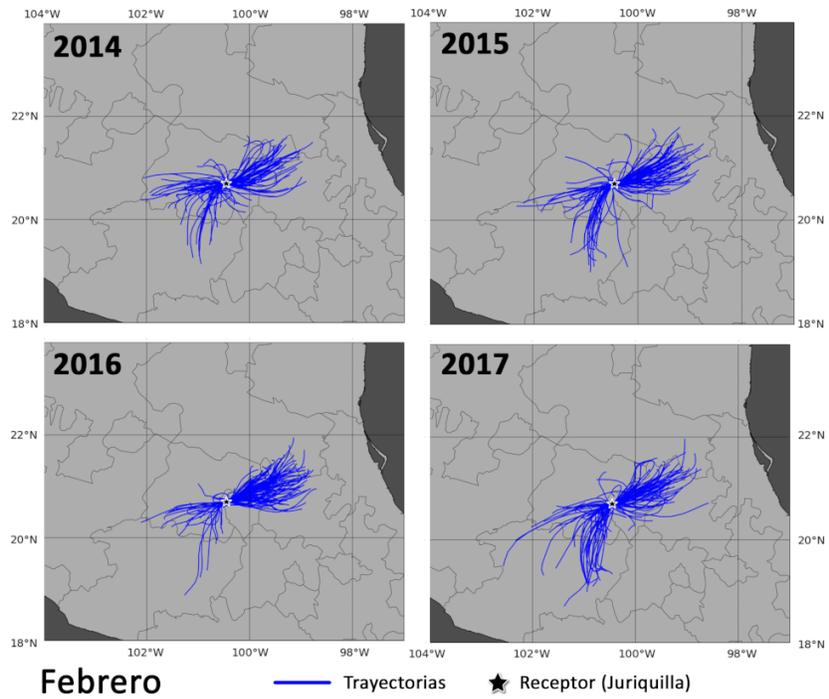
Trayectorias y grupos

A.1. Trayectorias mensuales separadas por año

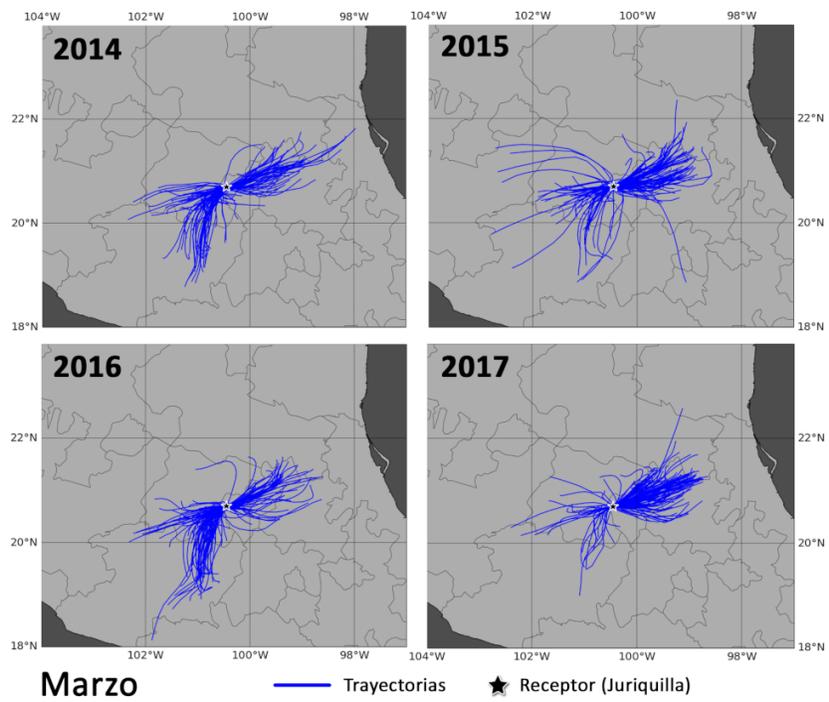


(a)

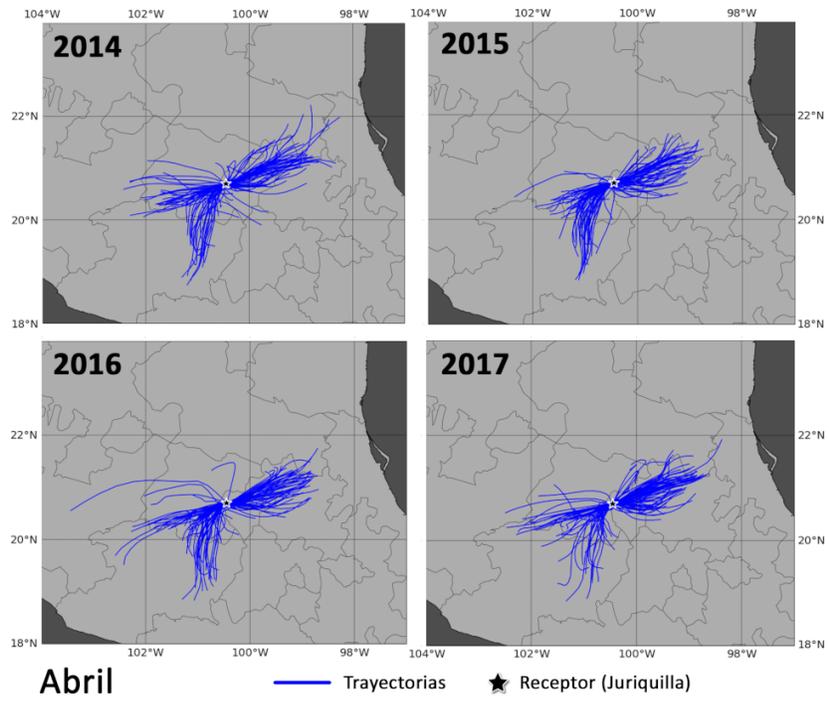
Figura A.1: Trayectorias a 100 msns de cada mes, donde cada cuadrante corresponde a un año individual del periodo 2014-2017.



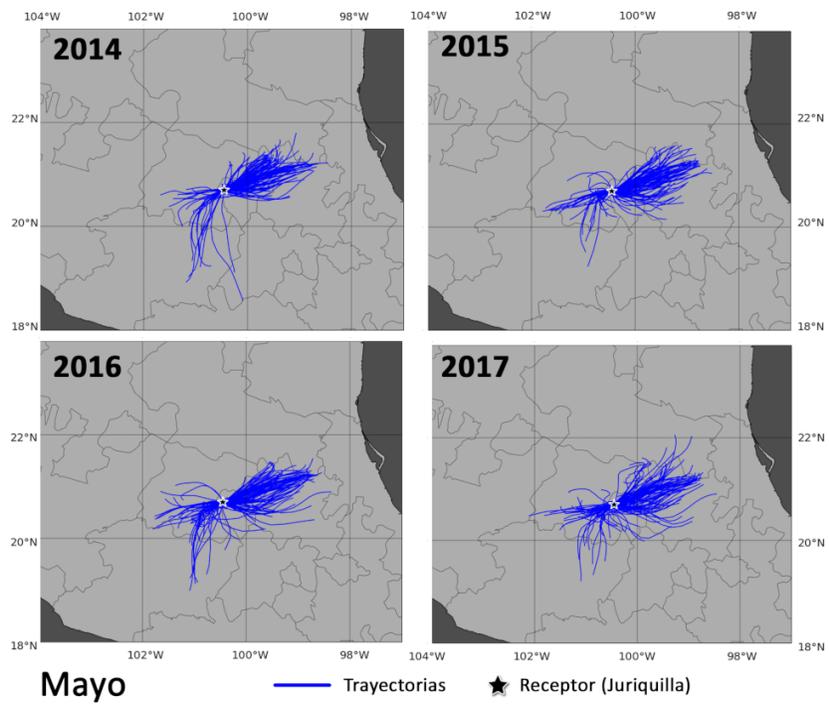
(b)



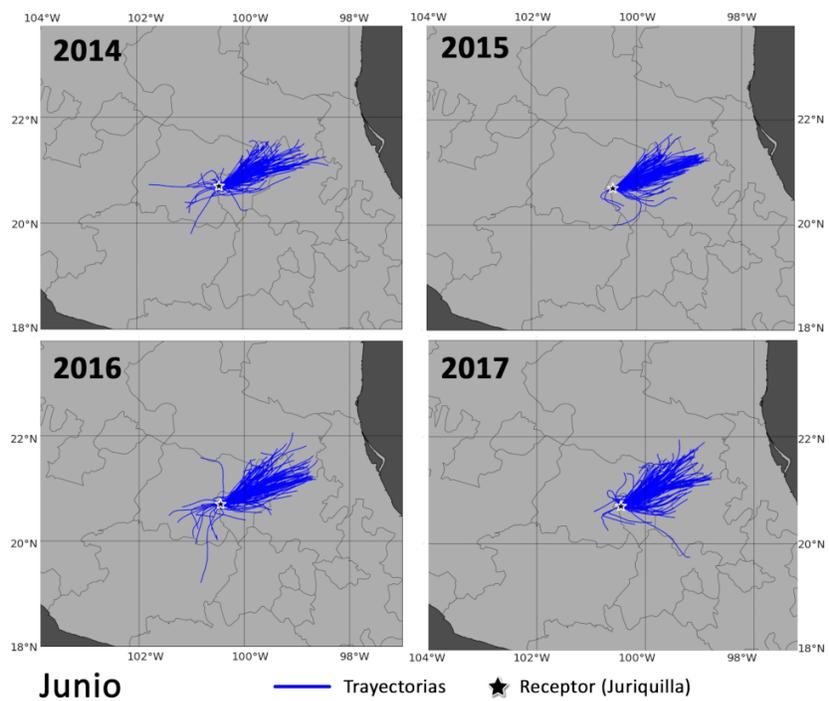
(c)



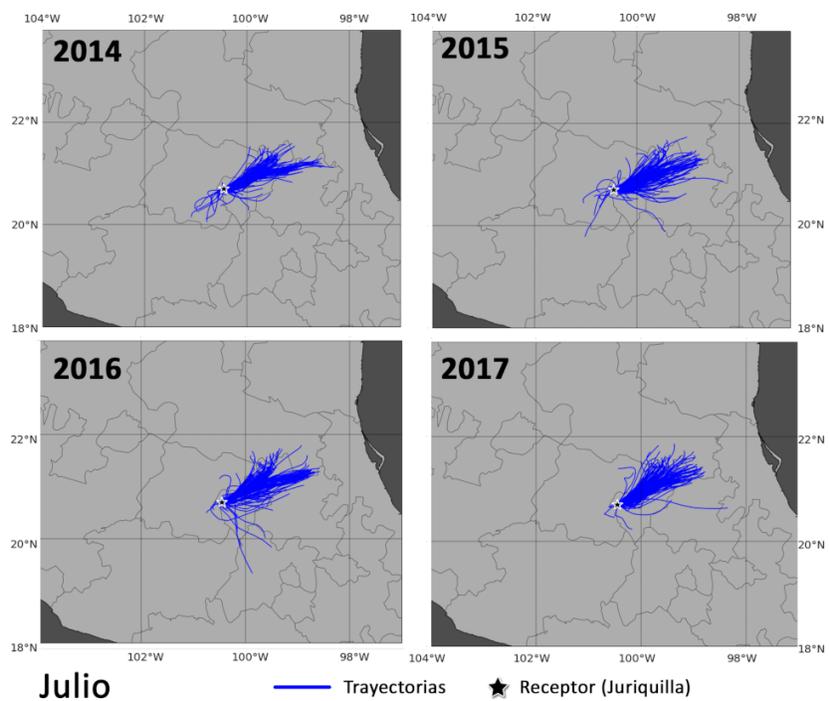
(d)



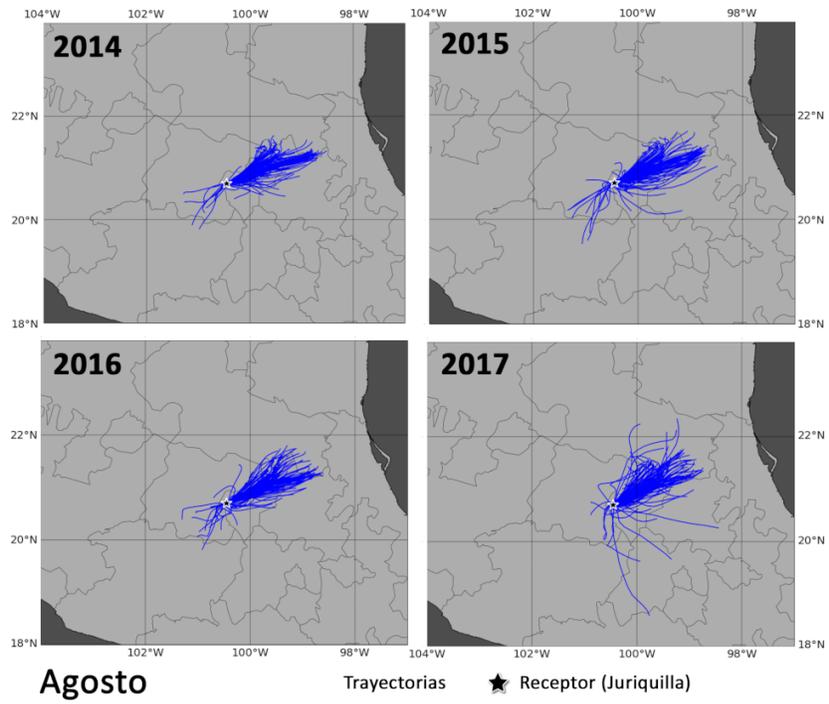
(e)



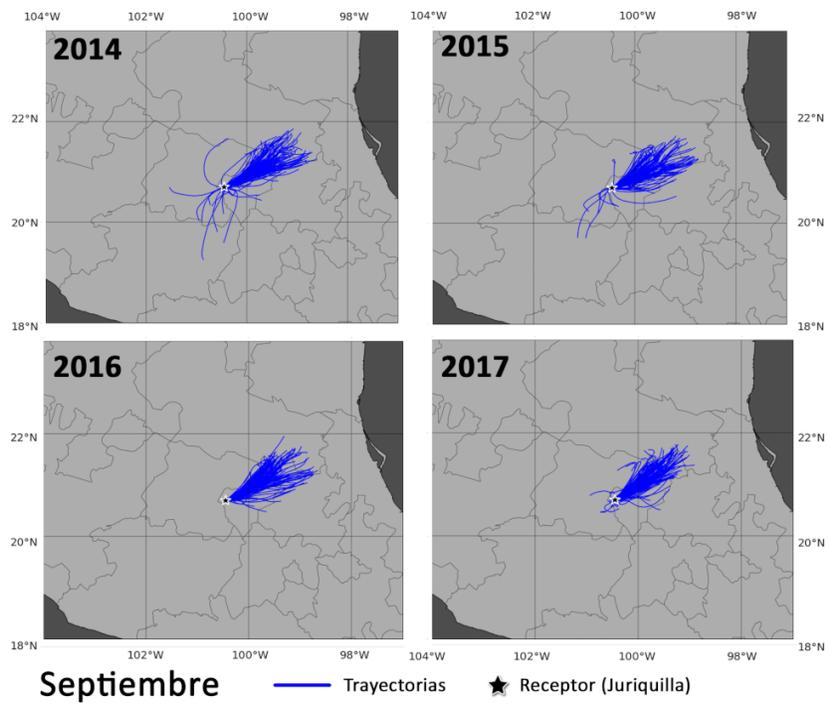
(f)



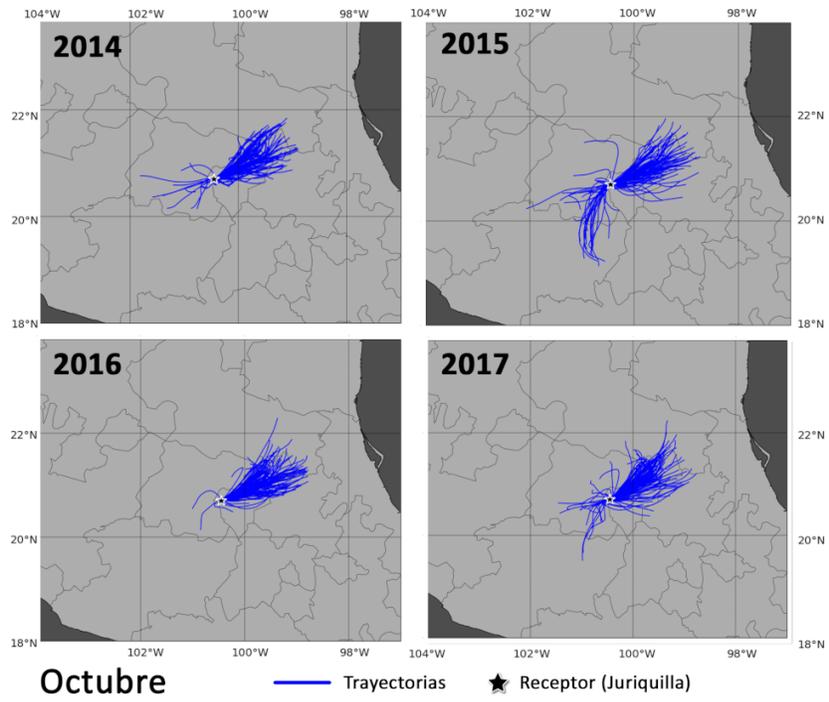
(g)



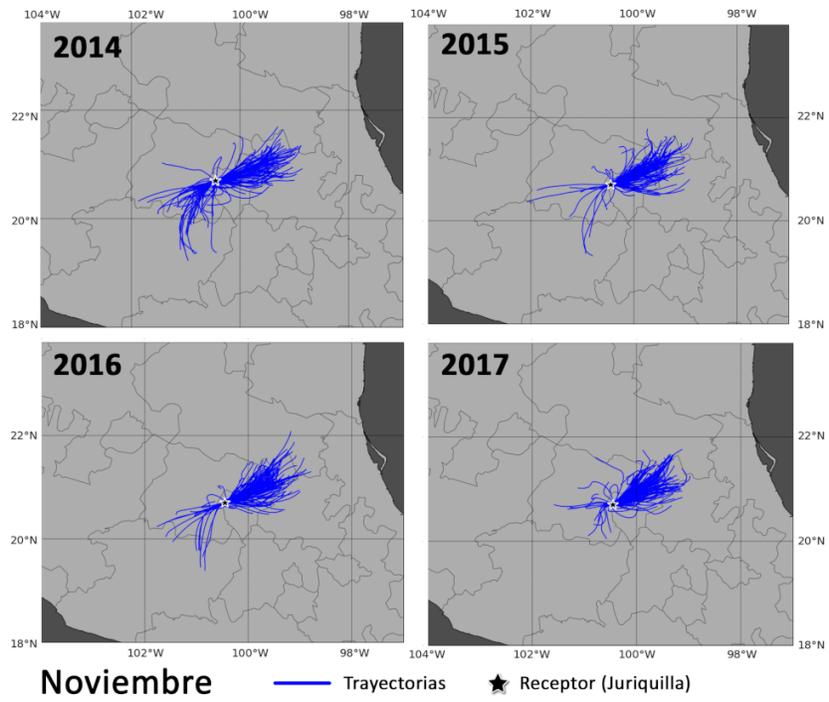
(h)



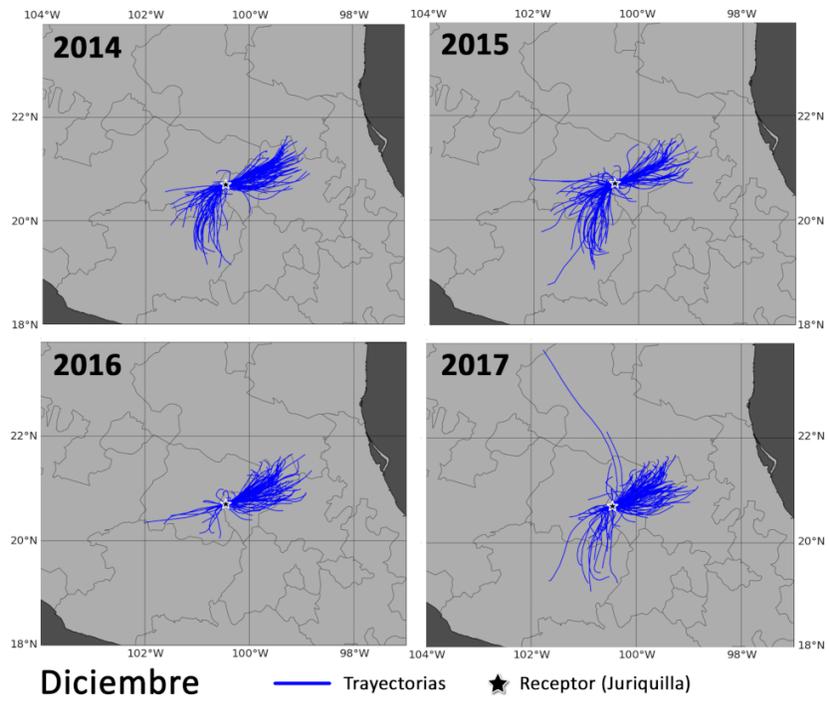
(i)



(j)

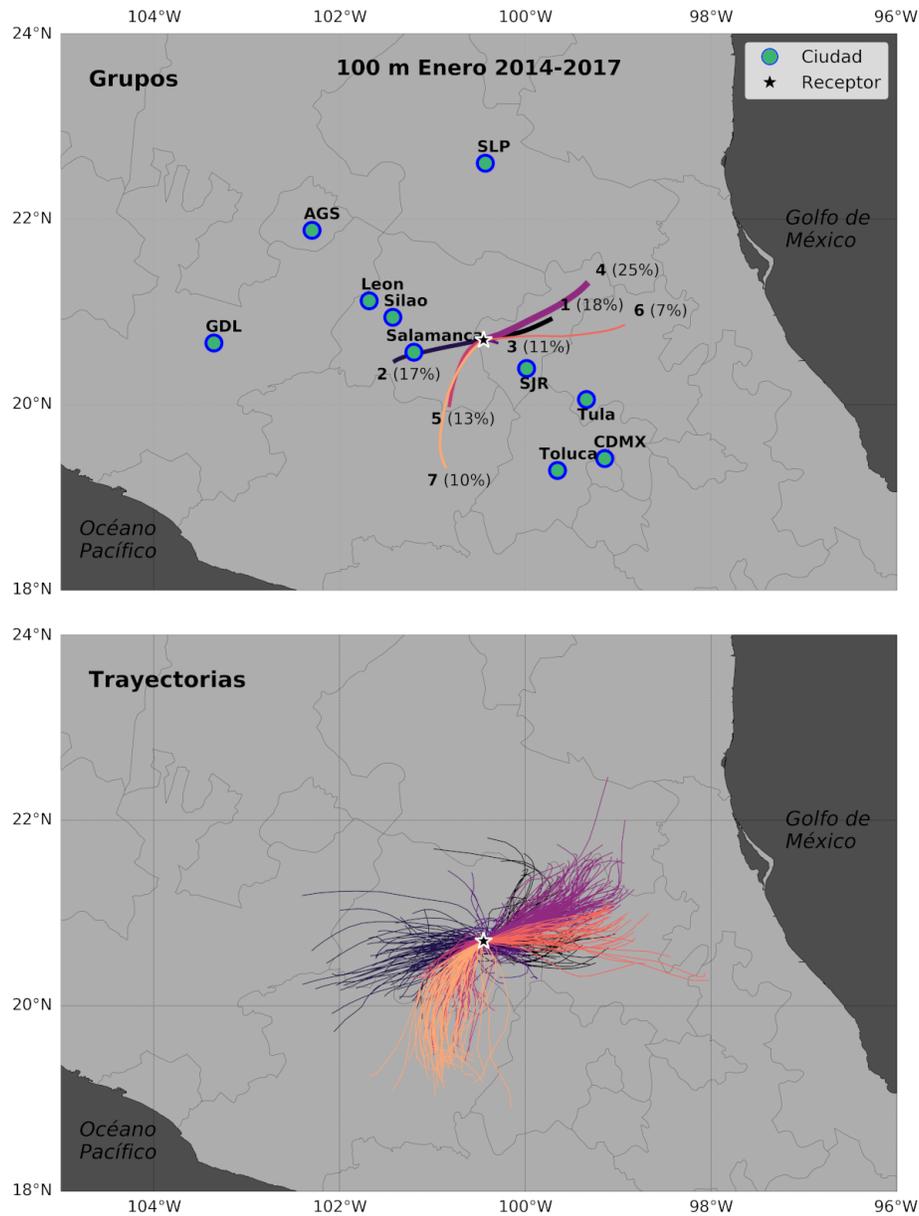


(k)



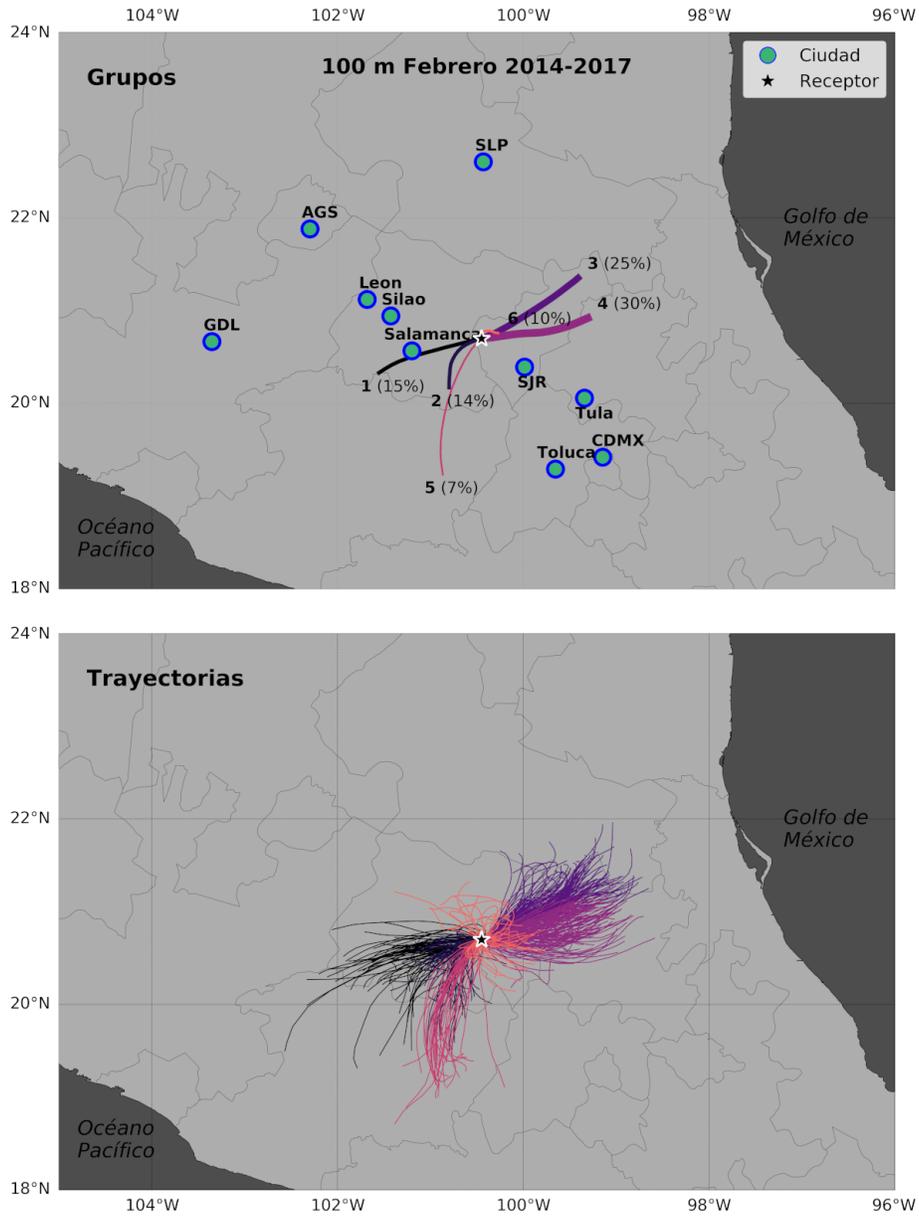
(1)

A.2. Grupos y trayectorias asociadas, por mes

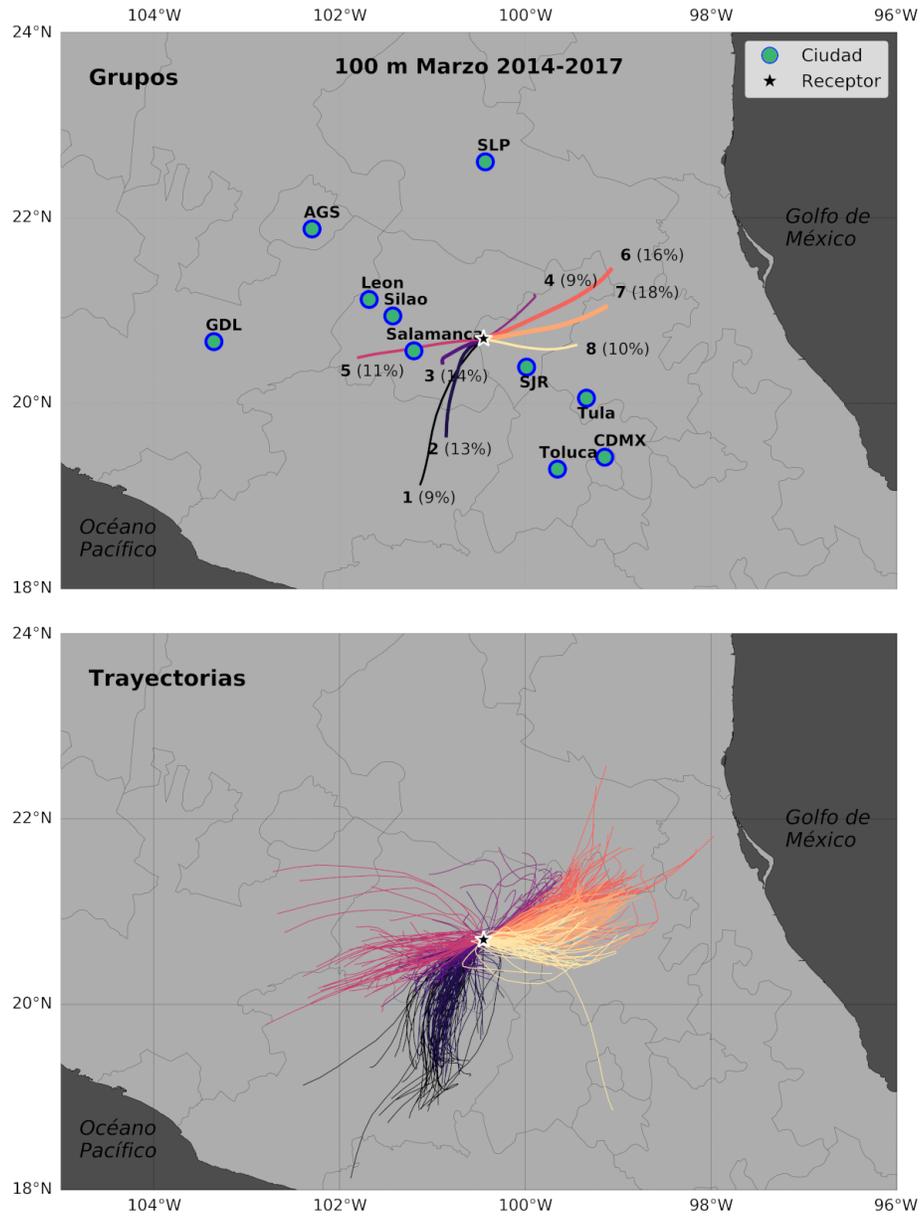


(a)

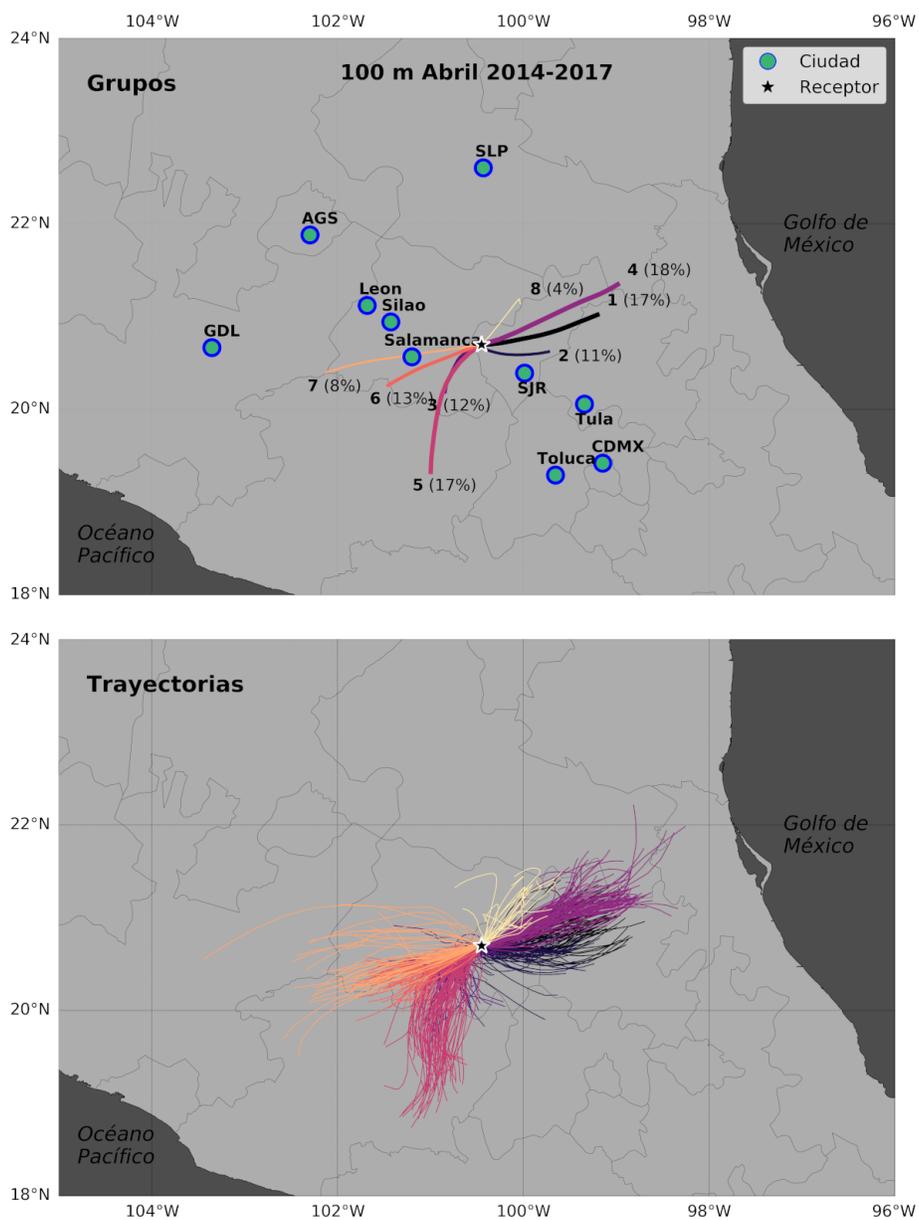
Figura A.2: Grupos (arriba) y sus trayectorias asociadas (del mismo color, abajo) para cada mes en el periodo 2014-2017. El grosor de la línea del grupo es proporcional al porcentaje de trayectorias asignadas al grupo.



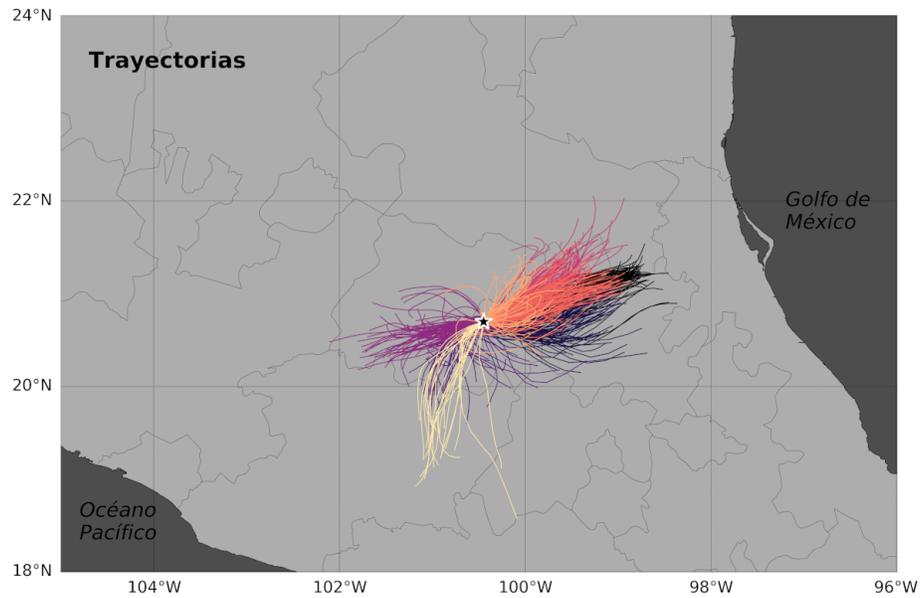
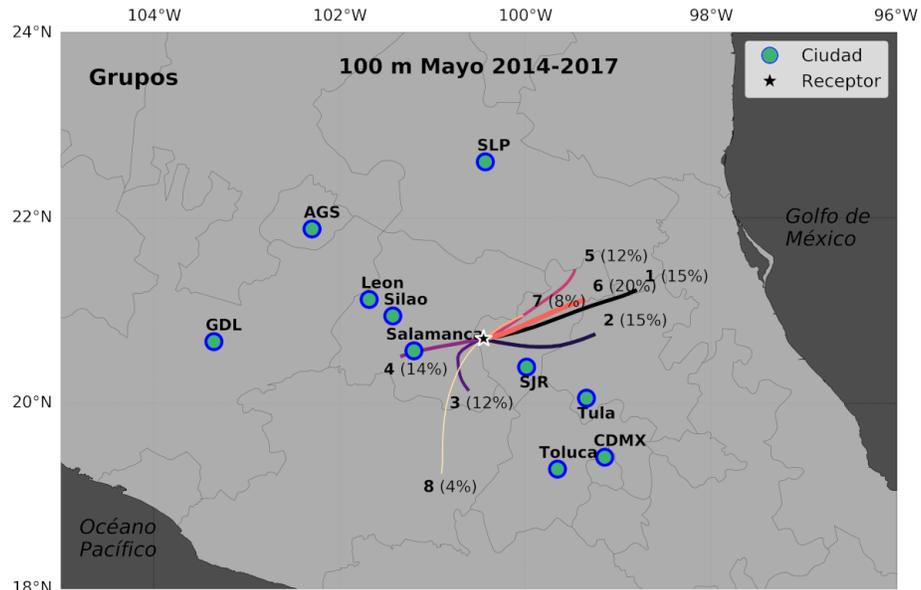
(b)



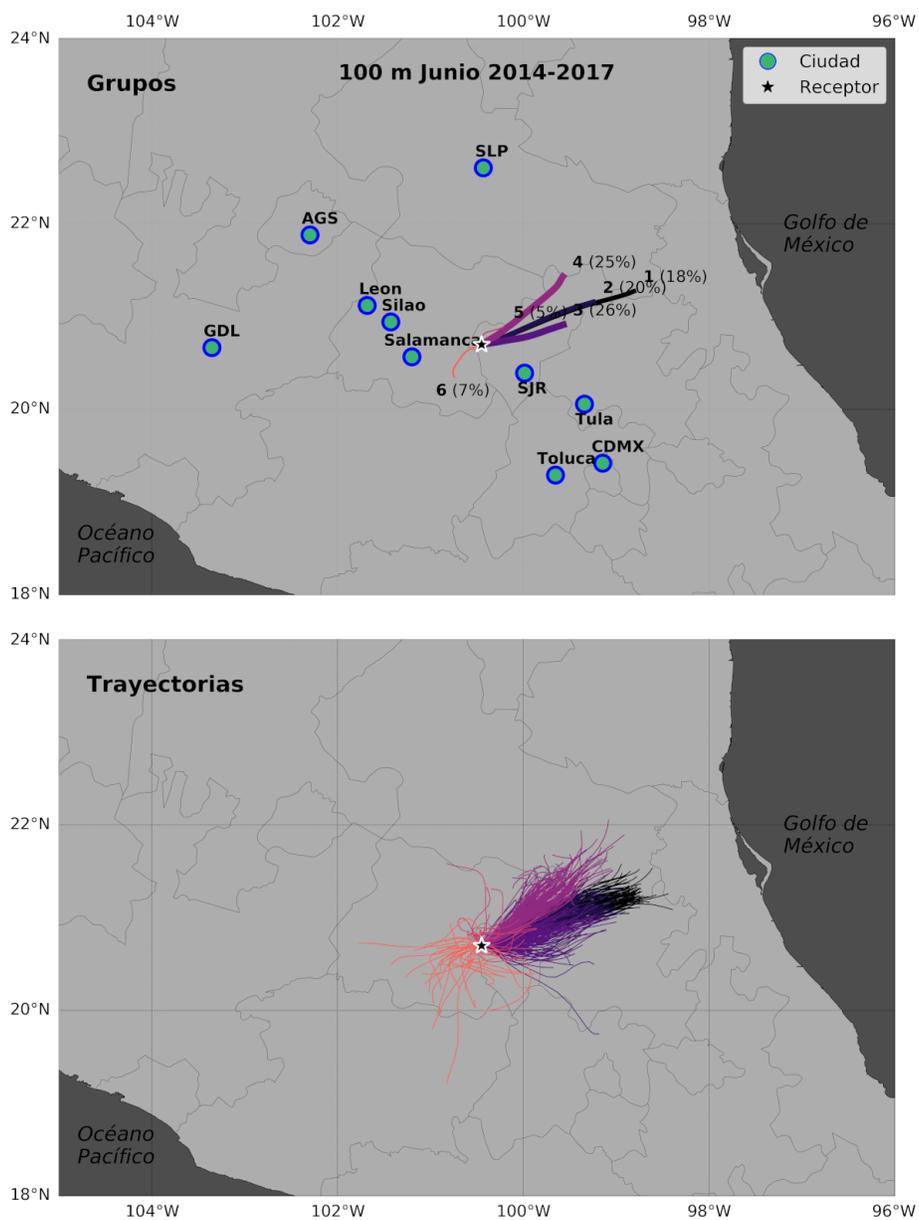
(c)



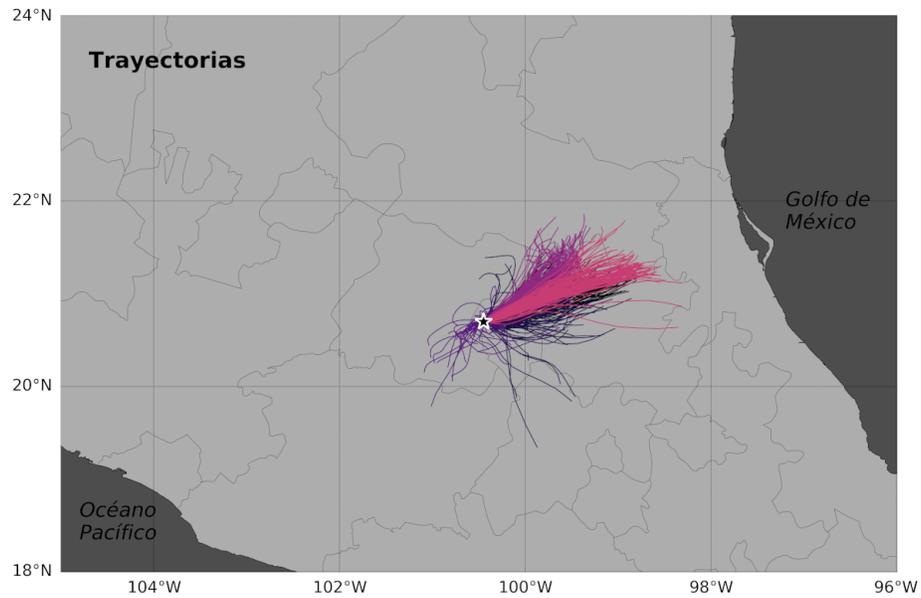
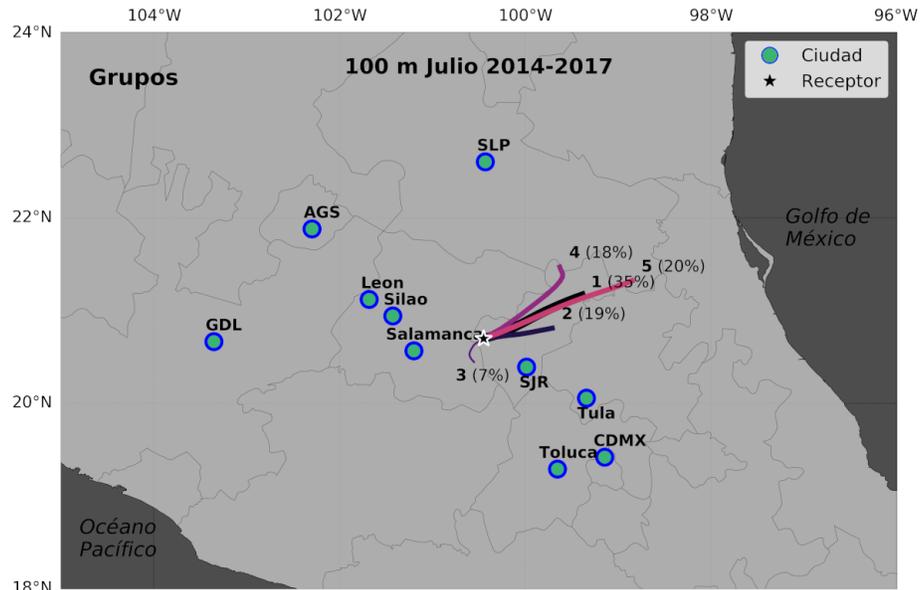
(d)



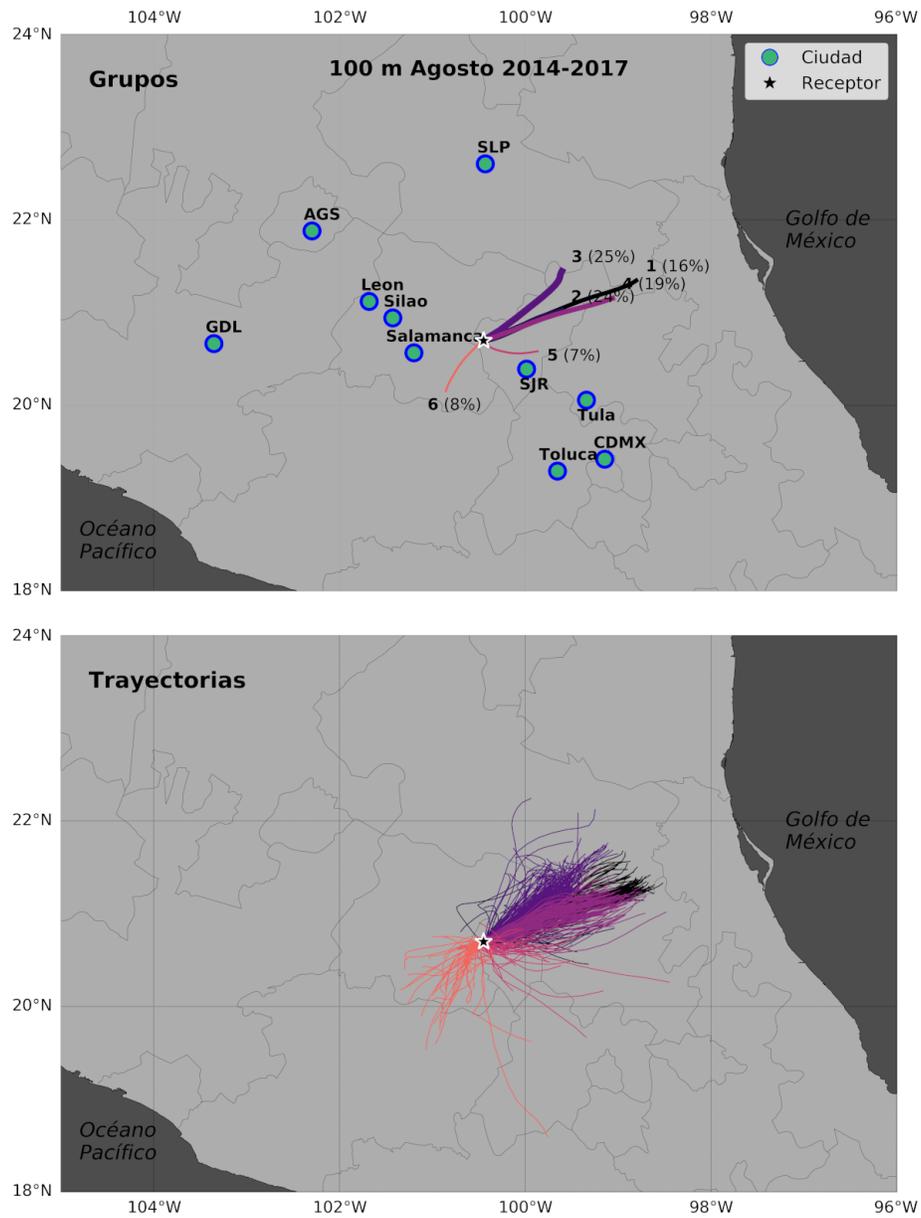
(e)



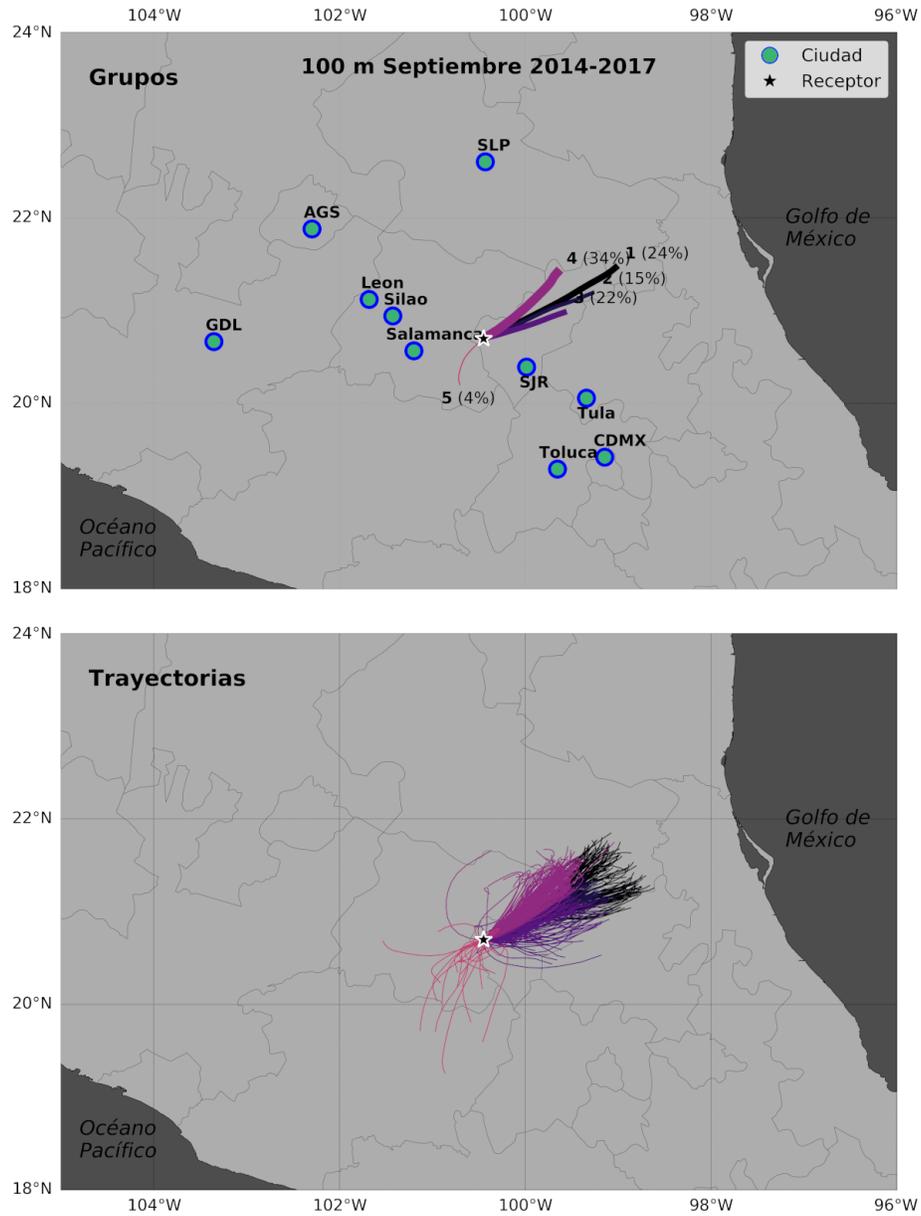
(f)



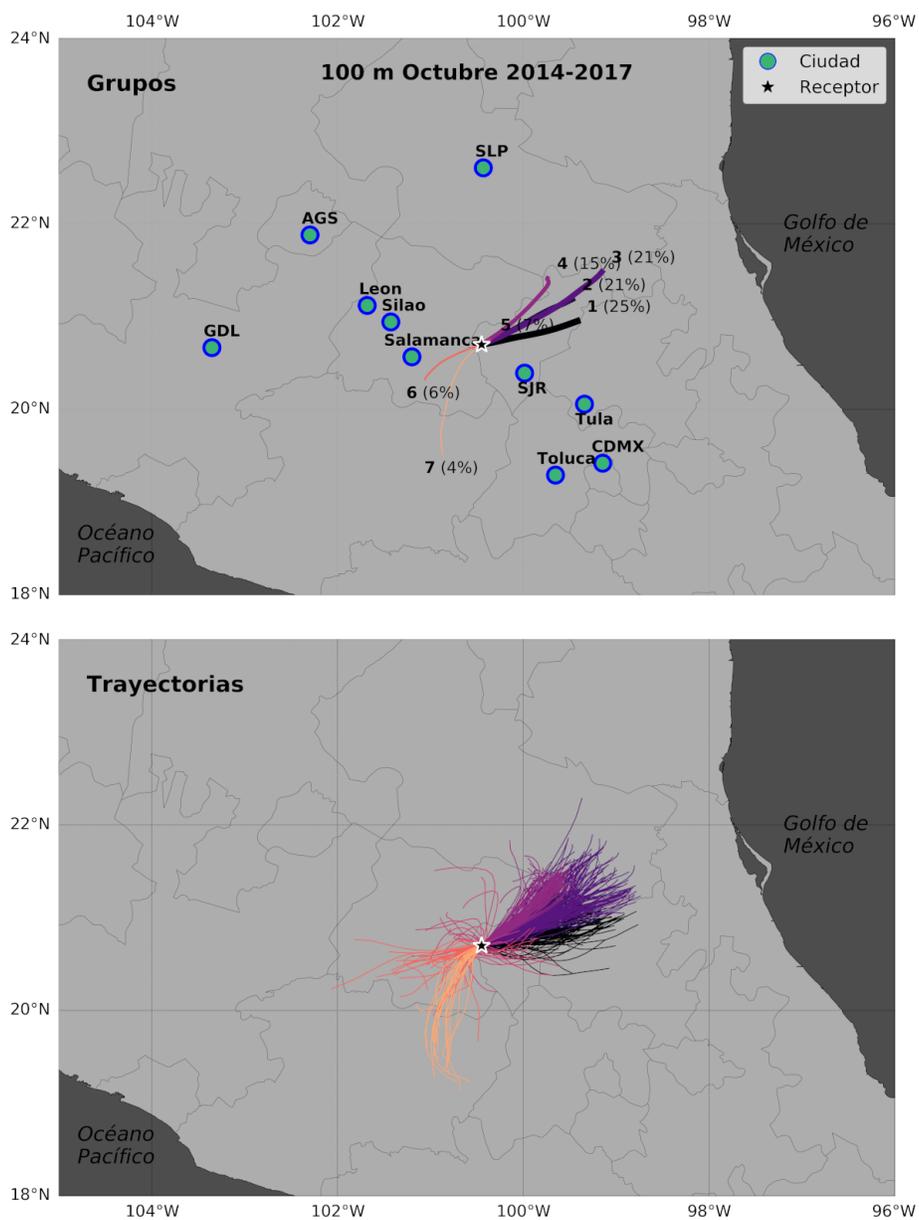
(g)



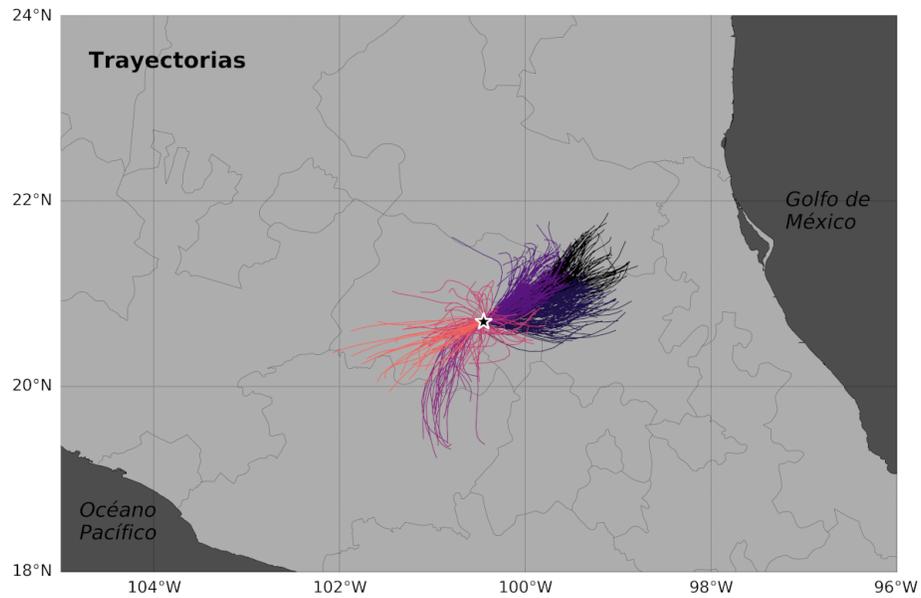
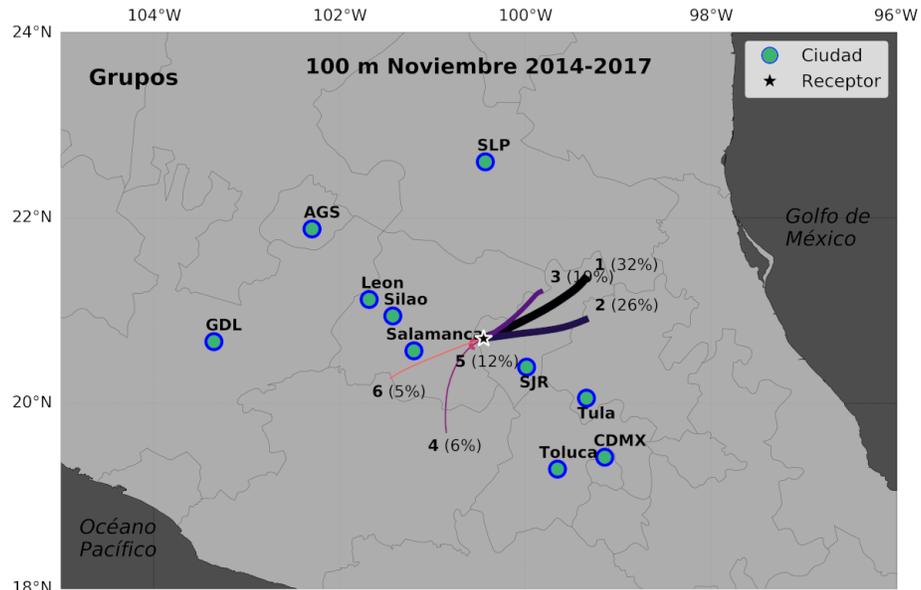
(h)



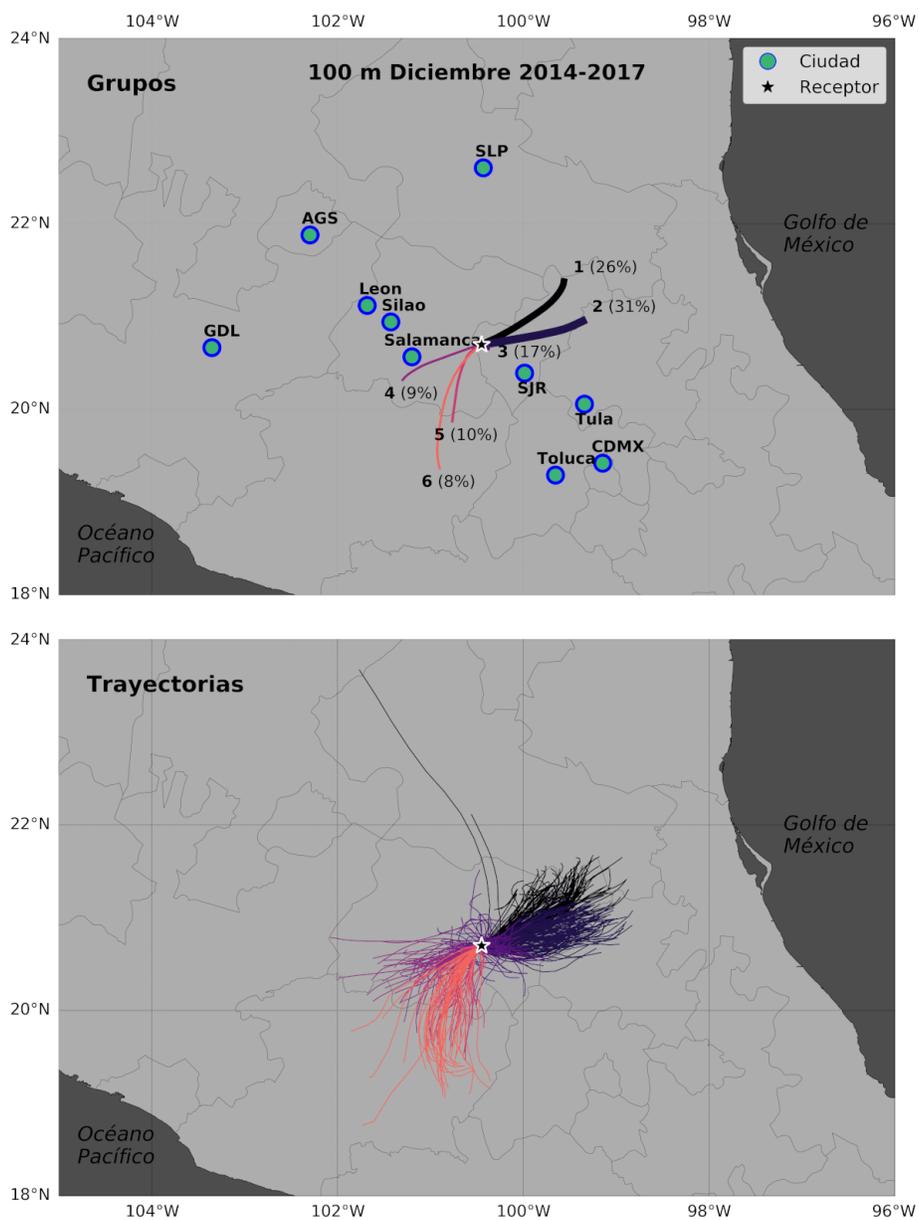
(i)



(j)



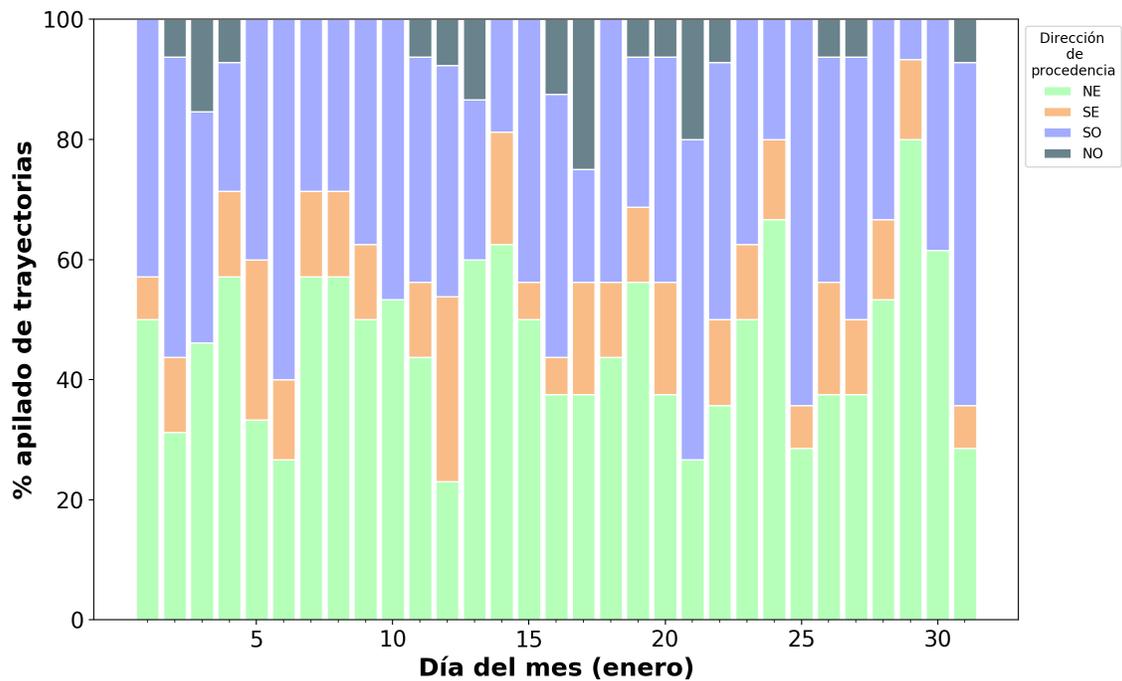
(k)



(1)

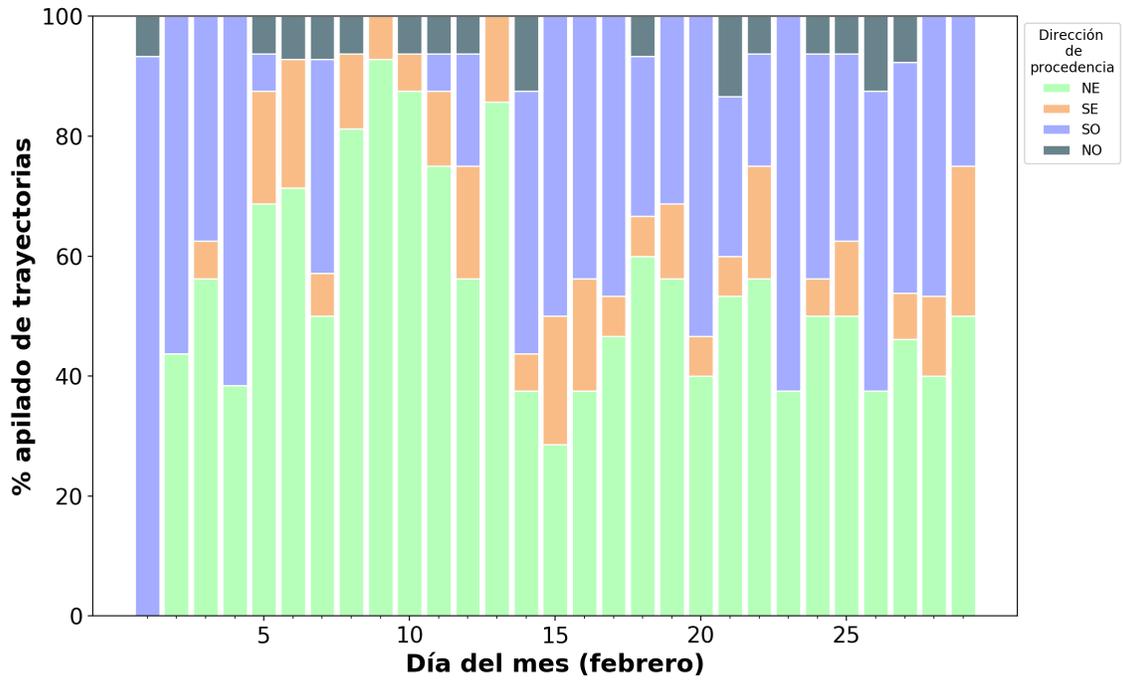
Apéndice B

Variación intramensual de trayectorias

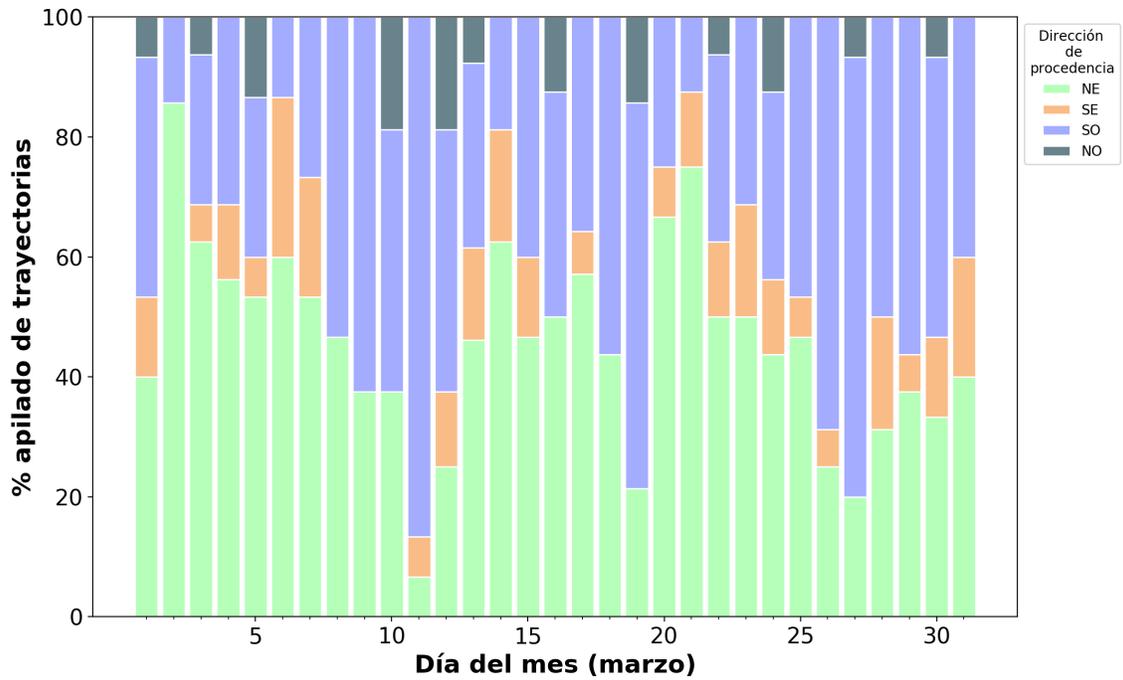


(a)

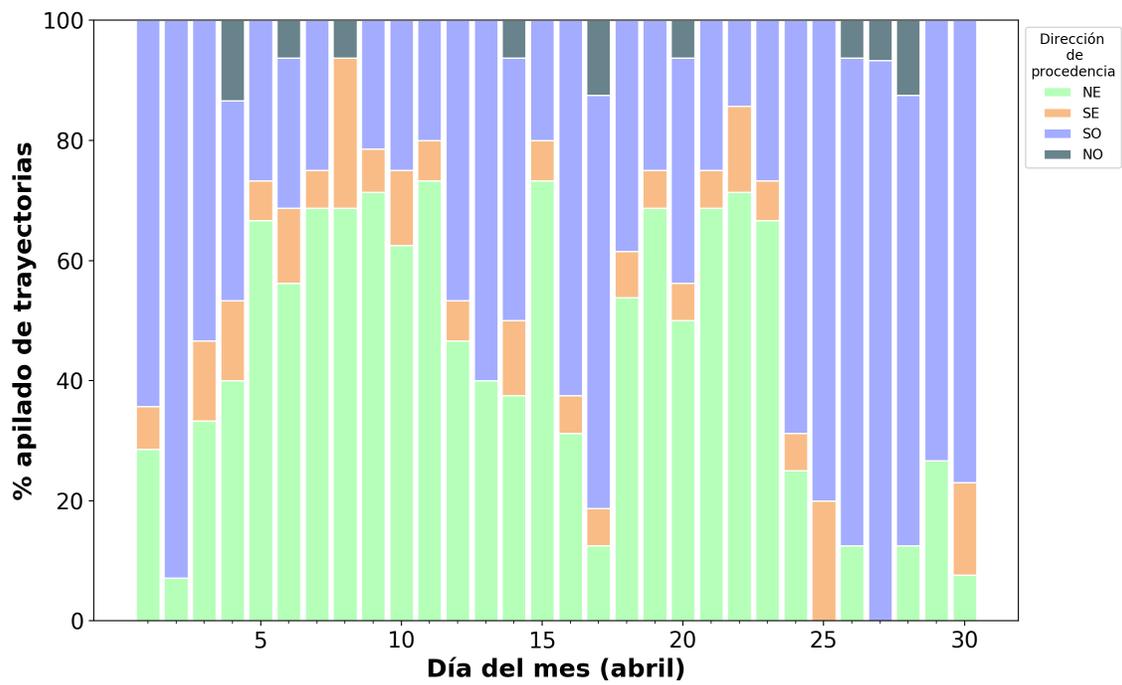
Figura B.1: Porcentajes apilados de la dirección de procedencia “original” de las retrotrayectorias a 100 msnm de los doce meses del año. Separados por cuadrantes de acuerdo a los puntos cardinales (NE, SE, SO y NO).



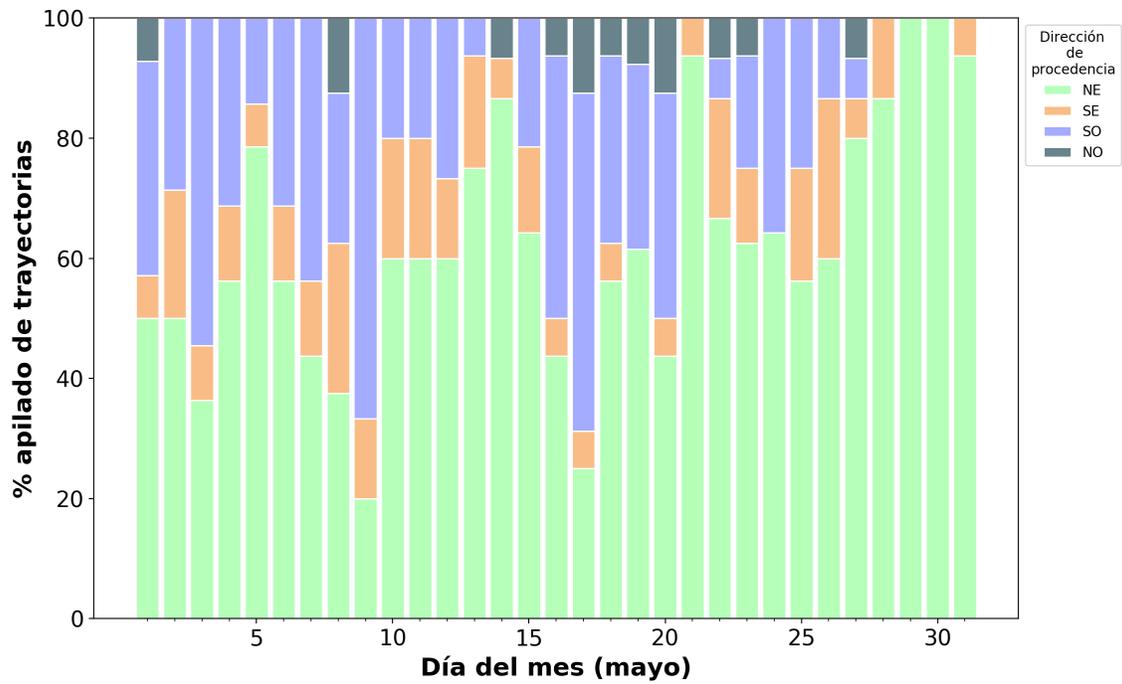
(b)



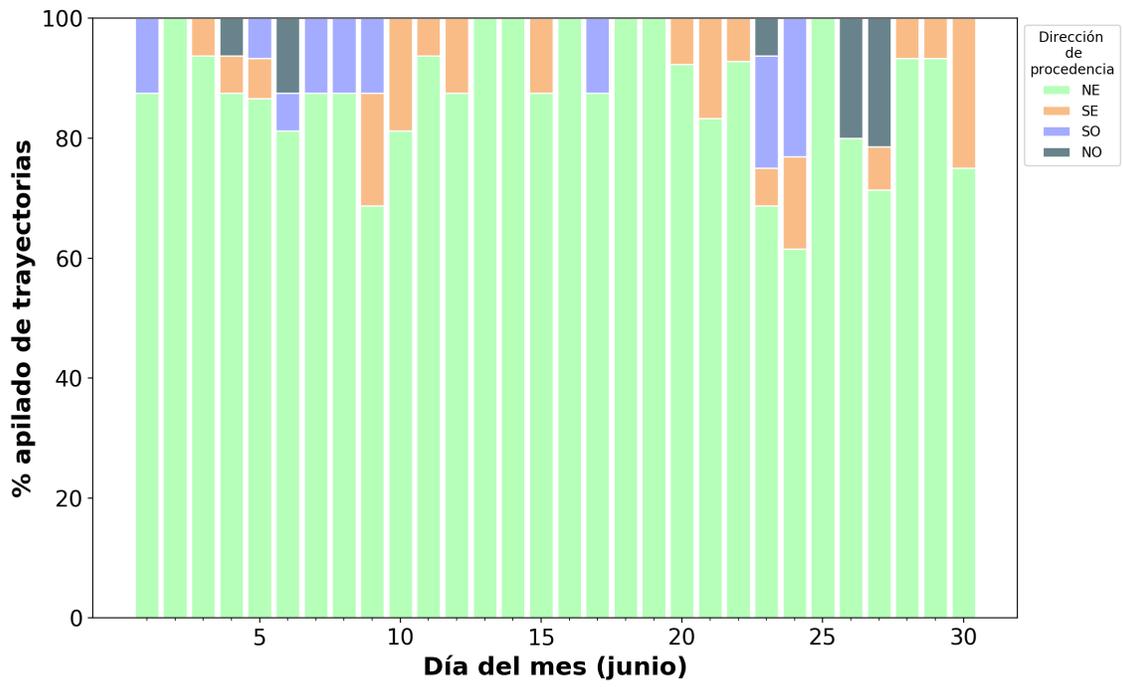
(c)



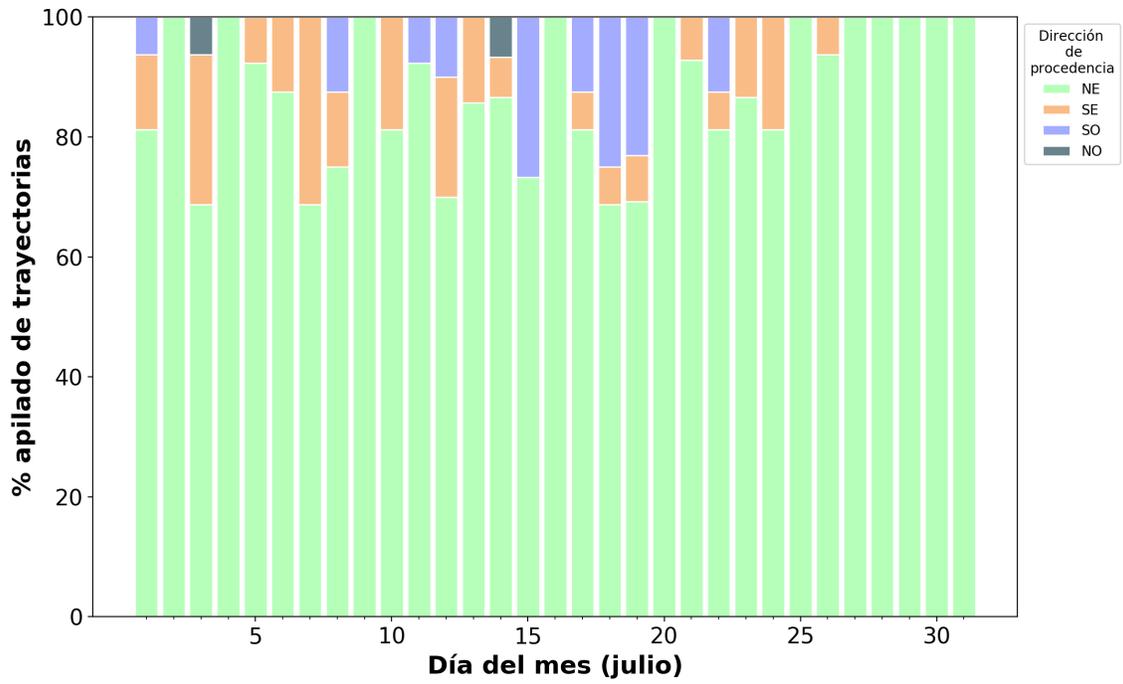
(d)



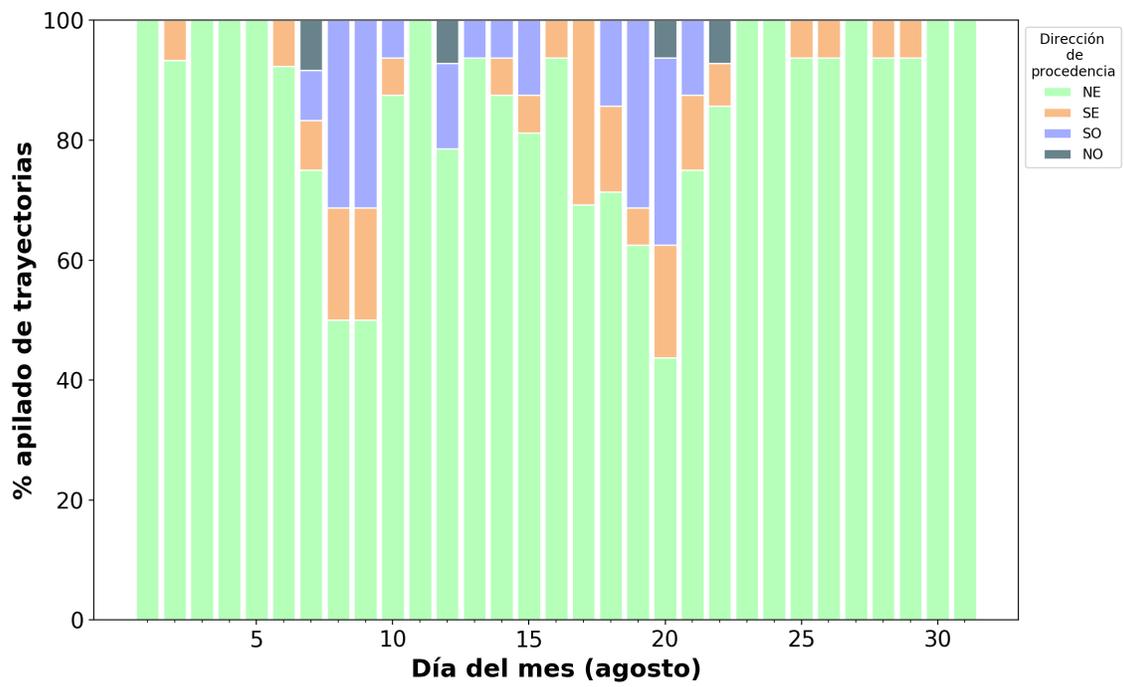
(e)



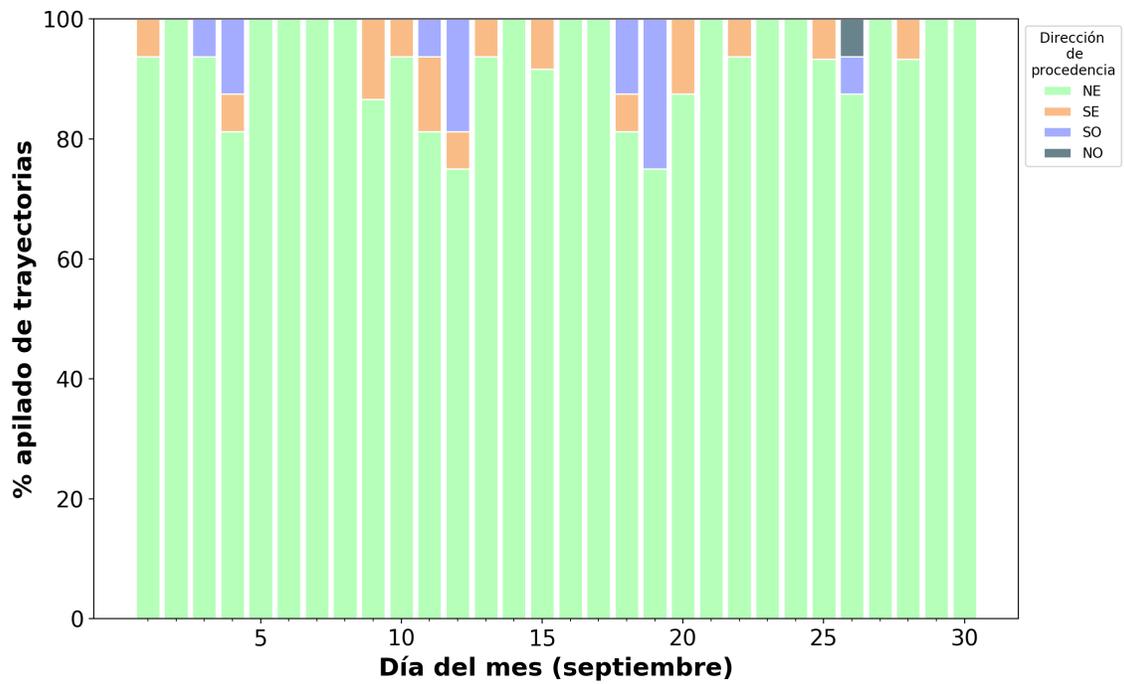
(f)



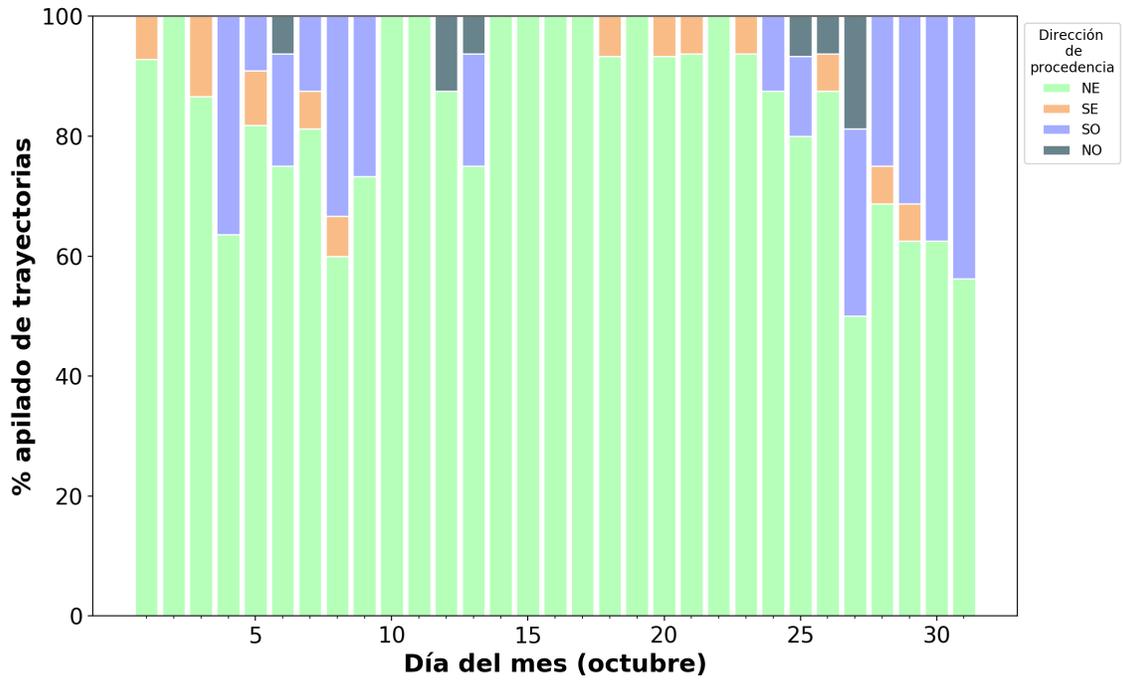
(g)



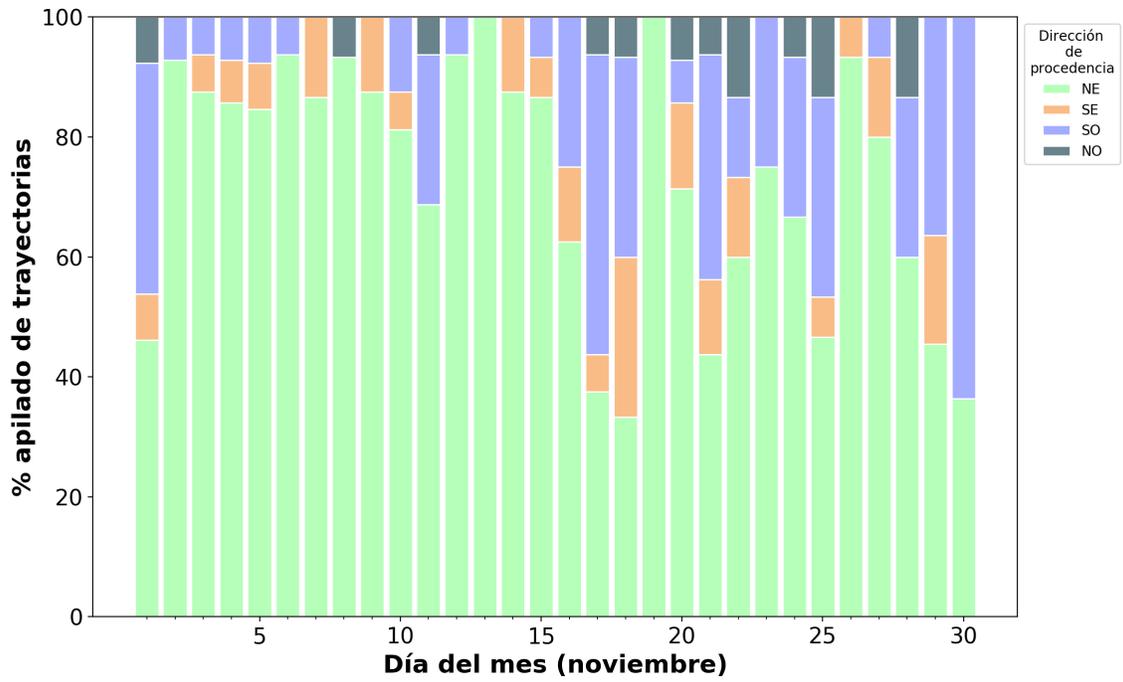
(h)



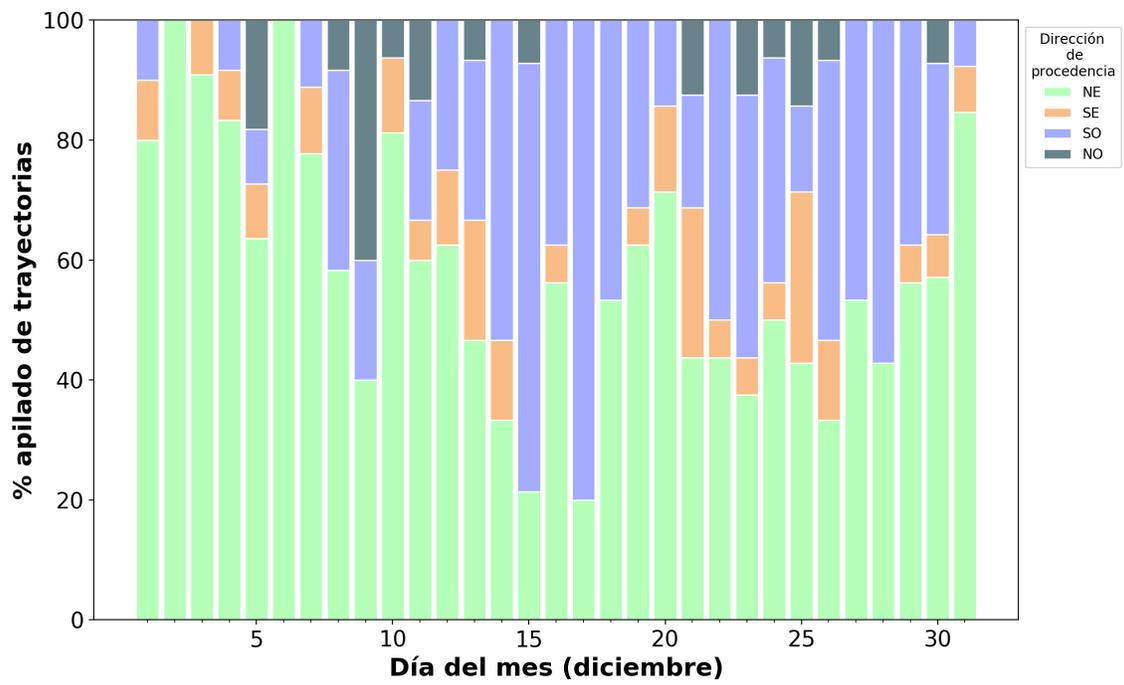
(i)



(j)



(k)



(1)

Bibliografía

- Abdalmogith, Salah S. y Roy M. Harrison (2005). «The use of trajectory cluster analysis to examine the long-range transport of secondary inorganic aerosol in the UK». En: *Atmospheric Environment* 39.35, págs. 6686-6695. ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2005.07.059.
- ARL (s.f.). *READY - Gridded Data Archives*. URL: https://ready.arl.noaa.gov/archives.php?fbclid=IwAR14g8kwrCfP9N2XeCm2Wd03ggmle0XszQF5D3vCzQd_QdElKGJIoL9TLzE.
- Ashbaugh, Lowell L., William C. Malm y Willy Z. Sadeh (1985). «A residence time probability analysis of sulfur concentrations at Grand Canyon National Park». En: *Atmospheric Environment* 19.8, págs. 1263-1270. DOI: [https://doi.org/10.1016/0004-6981\(85\)90256-2](https://doi.org/10.1016/0004-6981(85)90256-2).
- Baumann, Kathrin y Andreas Stohl (1997). «Validation of a Long-Range Trajectory Model Using Gas Balloon Tracks from the Gordon Bennett Cup 95». En: *Journal of Applied Meteorology* 36.6, págs. 711-720. ISSN: 0894-8763. DOI: 10.1175/1520-0450-36.6.711. URL: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450-36.6.711>.
- Black, Thomas L. (1994). «The New NMC Mesoscale Eta Model: Description and Forecast Examples». En: *Weather and Forecasting* 9.2, págs. 265-278. ISSN: 0882-8156. DOI: 10.1175/1520-0434(1994)009<0265:TNNMEM>2.0.CO;2. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1994\)009%3C0265:TNNMEM%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1994)009%3C0265:TNNMEM%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2).
- Blanco, Daniel (2018). *Se dispara 23 veces la IED en Bajío con el TLCAN*. URL: <http://www.elfinanciero.com.mx/bajio/se-dispara-23-veces-la-ied-en-bajio-con-el-tlcan>.
- Borge, Rafael, Julio Lumbreras, Sotiris Vardoulakis, Pavlos Kassomenos y Encarnacion Rodríguez (2007). «Analysis of long-range transport influences on urban PM10 using two-stage atmospheric trajectory clusters». En: *Atmospheric Environment* 41.21, págs. 4434-4450. ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2007.01.053.
- Bowman, Kenneth P., John C. Lin, Andreas Stohl, Roland Draxler, Paul Konopka, Arlyn Andrews y Dominik Brunner (2013). «Input data requirements for Lagrangian trajectory models». En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 94.7, págs. 1051-1058. ISSN: 0003-0007. DOI: 10.1175/BAMS-D-12-00076.1.
- Brankov, Elvira, Trivikrama S. Rao y Steven P. Porter (1998). «A trajectory-clustering-correlation methodology for examining the long-range transport of air pollutants».

- En: *Atmospheric Environment* 32.9, págs. 1525-1534. ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/S1352-2310(97)00388-9.
- Cabello, María, José A.G. Orza, C. Dueñas, Esperanza Liger, Elisa Gordo y S. Cañete (2016). «Back-trajectory analysis of African dust outbreaks at a coastal city in southern Spain: Selection of starting heights and assessment of African and concurrent Mediterranean contributions». En: *Atmospheric Environment* 140, págs. 10-21. ISSN: 18732844. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2016.05.047. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.05.047>.
- Camacho Díaz, Juan Guillermo (2013). «Mapeo de la calidad ambiental urbana mediante bioindicadores en la ciudad de Santiago de Querétaro». Tesis doct. Universidad Autónoma de Querétaro, pág. 97.
- Castañeda-Miranda, Ana Gabriela (2016). «Caracterización y monitoreo magnético-ambiental de partículas suspendidas del aire urbano». Tesis doct. Universidad Nacional Autónoma de México.
- Chen, Bin y Xu Xiang-De (2017). «Climatology of wintertime long-distance transport of surface-layer air masses arriving urban Beijing in 2001–2012». En: *Atmospheric Environment* 151. January 2013, págs. 70-81. ISSN: 18732844. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2016.12.003. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2016.12.003>.
- Colunga, María L., Víctor Hugo Cambrón-Sandoval, Humberto Suzán-Azpiri, Aurelio Guevara-Escobar y Hugo Luna-Soria (2015). «The role of urban vegetation in temperature and heat island effects in Querétaro city, Mexico». En: *Atmósfera* 28.3, págs. 205-218. ISSN: 0187-6236. DOI: 10.20937/ATM.2015.28.03.05. URL: <http://dx.doi.org/10.20937/ATM.2015.28.03.05>.
- Coury, Charity y Ann M. Dillner (2007). «Trends and sources of particulate matter in the Superstition Wilderness using air trajectory and aerosol cluster analysis». En: *Atmospheric Environment* 41.40, págs. 9309-9323. ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2007.09.011.
- Cross, Melissa (2015). «PySPLIT: a Package for the Generation, Analysis, and Visualization of HYSPLIT Air Parcel Trajectories». En: *Proc of the 14th PYTHON IN SCIENCE CONF. (SCIPY 2015)* Scipy, págs. 1-6. DOI: 10.1016/S0376-7361(09)70311-5. URL: https://conference.scipy.org/proceedings/scipy2015/pdfs/mellissa_cross_p.pdf.
- Dayan, Uri (1986). «Climatology of Back Trajectories from Israel Based on Synoptic Analysis». En: *Journal of Climate and Applied Meteorology* 25.5, págs. 591-595. ISSN: 0733-3021. DOI: 10.1175/1520-0450(1986)025<0591:COBTFI>2.0.CO;2. URL: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281986%29025%3C0591%3ACOBTFI%3E2.0.CO%3B2>.
- Dimitriou, Konstantinos, Emmanouella Remoundaki y Evangelos Mantas (2015). «Spatial distribution of source areas of PM_{2.5} by Concentration Weighted Trajectory (CWT) model applied in PM_{2.5} concentration and composition data». En: *Atmospheric En-*

- vironment* 116, págs. 138-145. ISSN: 1352-2310. DOI: 10.1016/j.atmosenv.2015.06.021. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosenv.2015.06.021>.
- Draxler, Roland R. y G. D. Hess (2004). «Description of the HYSPLIT_4 Modeling System». En: *NOAA Technical Memorandum ERL. ARL-224* October 2004, pág. 24. URL: http://scholar.google.com/scholar?hl=en&btnG=Search&q=intitle:Description+of+the+HYSPLIT%5C_4+modeling+system#0.
- Draxler, Roland R. y Albion D. Taylor (1982). «Horizontal Dispersion Parameters for Long-Range Transport Modeling». En: *Journal of Applied Meteorology* 21.3, págs. 367-372. ISSN: 0021-8952. DOI: 10.1175/1520-0450(1982)021<0367:HDPFLR>2.0.CO;2. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1982\)021%3C0367:HDPFLR%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1982)021%3C0367:HDPFLR%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2).
- Dutton, John A. (2002). *The Ceaseless Wind: An Introduction to the Theory of Atmospheric Motion*. Dover Phoneix Editions. Dover Publications. ISBN: 9780486495033.
- Eddo (2011). *Mapa con los 31 estados de México: Wikipedia: Bajo la licencia CC BY-SA 3.0*. URL: https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/f/f5/Political_divisions_of_Mexico-es.svg/2000px-Political_divisions_of_Mexico-es.svg.png.
- Eneroth, Kristina, Erik Kjellström y Kim Holmén (2003). «A trajectory climatology for Svalbard; investigating how atmospheric flow patterns influence observed tracer concentrations». En: *Physics and Chemistry of the Earth* 28.28-32, págs. 1191-1203. ISSN: 14747065. DOI: 10.1016/j.pce.2003.08.051.
- Fast, Jerome D. y Carl M. Berkowitz (1997). «Evaluation of back trajectories associated with ozone transport during the 1993 North Atlantic Regional Experiment». En: *Atmospheric Environment* 31.6, págs. 825-837. ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/S1352-2310(96)00256-7.
- Fernando642 (2018). *El Bajío (México) Wikipedia: Bajo la licencia CC BY-SA 4.0*. URL: https://commons.wikimedia.org/wiki/File:El_Baj%C3%ADo.jpg#filehistory.
- Forbes Mexico (2016). *El Bajío, región predilecta de las empresas para aumentar operaciones*. URL: <https://www.forbes.com.mx/bajio-region-predilecta-las-empresas-aumentar-operaciones/>.
- Gebhart, Kristi A., Bret A. Schichtel y Michael G. Barna (2005). «Directional Biases in Back Trajectories Caused by Model and Input Data». En: *Journal of the Air and Waste Management Association* 55.11, págs. 1649-1662. ISSN: 21622906. DOI: 10.1080/10473289.2005.10464758.
- Gordon, A.D. (1999). *Classification*. Vol. 49, págs. 441-442. DOI: 10.2307/2681075.
- Haagenson, Philip L., Kun Gao y Ying-Hwa Kuo (1990). «Evaluation of Meteorological Analyses, Simulations, and Long-Range Transport Calculations Using ANATEX Surface Tracer Data». En: *Journal of Applied Meteorology* 29.12, págs. 1268-1283. ISSN: 0894-8763. DOI: 10.1175/1520-0450(1990)029<1268:EOMASA>2.0.CO;2. URL:

- [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1990\)029%3C1268:EOMASA%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1990)029%3C1268:EOMASA%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2).
- Haagenson, Philip L., Ying-Hwa Kuo, Marina Syumanich y Nelson L Seaman (1987). «Tracer Verification of Trajectory Models». En: *Journal of Climate and Applied Meteorology* 26.3, págs. 410-426. ISSN: 0733-3021. DOI: 10.1175/1520-0450(1987)026<0410:TVOTM>2.0.CO;2. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1987\)026%3C0410:TVOTM%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1987)026%3C0410:TVOTM%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2).
- Harris, Joyce M. y Jonathan D. Kahl (1990). «A descriptive atmospheric transport climatology for the Mauna Loa Observatory, using clustered trajectories». En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 95.D9, págs. 13651-13667. ISSN: 0148-0227. DOI: 10.1029/JD095iD09p13651. URL: <https://doi.org/10.1029/JD095iD09p13651>.
- Hopke, Philip K., Leonard A. Barrie, S.-M. Li, M.-D. Cheng, C. Li e Y. Xie (1995). «Possible sources and preferred pathways for biogenic and non-sea-salt sulfur for the high Arctic». En: *Journal of Geophysical Research* 100.95, pág. 16595. ISSN: 0148-0227. DOI: 10.1029/95JD01712.
- INEGI (2010). *Principales resultados del Censo de Población y Vivienda 2010 Querétaro*. Inf. téc. INEGI, pág. 84.
- (2015). *Principales resultados de la Encuesta Intercensal 2015 Querétaro*, págs. xiv, 92. ISBN: 9786077397724. URL: <http://www.beta.inegi.org.mx/proyectos/enchogares/especiales/intercensal/>.
- (s.f.). *Cuentame INEGI: Resumen Querétaro*. URL: <http://cuentame.inegi.org.mx/monografias/informacion/queret/default.aspx?tema=me&e=22>.
- Janjic, Zavisla I. (2003). «A nonhydrostatic model based on a new approach». En: *Meteorology and Atmospheric Physics* 82.1-4, págs. 271-285. ISSN: 01777971. DOI: 10.1007/s00703-001-0587-6.
- Janjic, Zavisla I., Thomas Black, Matthew Pyle, Hui-Ya Chuang, Eric Rogers y Geoffrey Dimego (2003). «High Resolution Applications of the WRF NMM». En: *21st Conference on Weather Analysis and Forecasting/17th Conference on Numerical Weather Prediction*, pág. 21.
- Jorba, Oriol, Carlos Perez, Rocadenbosch Francesc y José M. Baldasano (2004). «Cluster Analysis of 4-Day Back Trajectories Arriving in the Barcelona Area , Spain , from 1997 to 2002». En: *Journal of Applied Mete* 43, págs. 887-901. ISSN: 0894-8763. DOI: 10.1175/1520-0450(2004)043<0887:CA0DBT>2.0.CO;2.
- Kahl, Jonathan D. W. (1996). «On the prediction of trajectory model error». En: *Atmospheric Environment* 30.17, págs. 2945-2957. ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/1352-2310(96)00017-9.
- Kahl, Jonathan D.W. (1993). «A cautionary note on the use of air trajectories in interpreting atmospheric chemistry measurements». En: *Atmospheric Environment* 27.17/18, págs. 3037-3038.

- Kassomenos, Pavlos, Sotiris Vardoulakis, Rafael Borge, Julio Lumbreras, Costas Papaloukas y Spyros Karakitsios (2010). «Comparison of statistical clustering techniques for the classification of modelled atmospheric trajectories». En: *Theoretical and Applied Climatology* 102.1, págs. 1-12. ISSN: 14344483. DOI: 10.1007/s00704-009-0233-7.
- Katsoulis, Basil D. (1999). «The potential for long-range transport of air-pollutants into Greece: A climatological analysis». En: *Science of the Total Environment* 231.2-3, págs. 101-113. ISSN: 00489697. DOI: 10.1016/S0048-9697(99)00100-X.
- Katsoulis, Basil D. y Douglas M. Whelpdale (1993). «A climatological analysis of four-day back trajectories from Aliartos, Greece». En: *Theoretical and Applied Climatology* 47.2, págs. 93-103. ISSN: 0177798X. DOI: 10.1007/BF00866184.
- Kuo, Ying-Hwa, Marina Skumanich, Philip L. Haagenson y Julius S. Chang (2002). *The Accuracy of Trajectory Models as Revealed by the Observing System Simulation Experiments*. DOI: 10.1175/1520-0493(1985)113<1852:taotma>2.0.co;2.
- Lin, John C., Christoph Gerbig, Steven Wofsy, Arlyn Andrews, B.C. Daube, K.J. Davis y C.A. Grainger (2003). «A near-field tool for simulating the upstream influence of atmospheric observations: The Stochastic Time-Inverted Lagrangian Transport (STILT) model». En: *Journal of Geophysical Research* 108.D16, págs. 2-1. ISSN: 0148-0227. DOI: 10.1029/2002JD003161. URL: <http://doi.wiley.com/10.1029/2002JD003161>.
- Liu, Na, Ye Yu, Jianjun He y Suping Zhao (2013). «Integrated modeling of urban-scale pollutant transport: application in a semi-arid urban valley, Northwestern China». En: *Atmospheric Pollution Research* 4.3, págs. 306-314. ISSN: 1309-1042. DOI: 10.5094/APR.2013.034. URL: <http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S1309104215303767>.
- Markou, Marina T. y Pavlos Kassomenos (2010). «Cluster analysis of five years of back trajectories arriving in Athens, Greece». En: *Atmospheric Research* 98.2-4, págs. 438-457. ISSN: 01698095. DOI: 10.1016/j.atmosres.2010.08.006.
- Mata Ibarra, Julio Alfonso (1986). «Evaluación de la calidad del aire en la ciudad de Querétaro, Qro.» Tesis doct. Universidad Autónoma de Nuevo León.
- McGregor, Glenn R. (1993). «A Multivariate Approach To the Evaluation of the Climatic Regions and Climatic Resources of China». En: *Geoforum* 24.4, págs. 357-380. ISSN: 0016-7185.
- Méndez, Ernesto (2013). *Excelsior: Boom en El Bajío, nuevo polo industrial de México*. URL: <https://www.excelsior.com.mx/nacional/2013/06/02/902058>.
- Miller, John M. (1981). «A five-year climatology of back trajectories from the Mauna Loa Observatory, Hawaii». En: *Atmospheric Environment (1967)* 15.9, págs. 1553-1558. ISSN: 00046981. DOI: 10.1016/0004-6981(81)90138-4. URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0004698181901384>.

- Miller, John M. y Joyce M. Harris (1985). «The flow climatology to Bermuda and its implications for long-range transport». En: *Atmospheric Environment (1967)* 19.3, págs. 409-414. ISSN: 00046981. DOI: 10.1016/0004-6981(85)90162-3.
- Miller, John M., Jennie L. Moody, Joyce M. Harris y André Gaudry (1993). «A 10-year trajectory flow climatology for Amsterdam Island, 1980-1989». En: *Atmospheric Environment Part A, General Topics* 27.12, págs. 1909-1916. ISSN: 09601686. DOI: 10.1016/0960-1686(93)90296-B.
- Moody, Jennie L. y James N. Galloway (1988). «Quantifying the relationship between atmospheric transport and the chemical composition of precipitation on Bermuda». En: *Tellus* 40B.1988, págs. 463-479. ISSN: 02806509. DOI: 10.1111/j.1600-0889.1988.tb00117.x.
- Nankar, D. P., Akhaya C. Patra, M. U. Dole, S. Venkataraman y Anant G. Hegde (2009). «Atmospheric stagnation, recirculation and ventilation characteristics at Kakrapar atomic power station site». En: *Annals of Nuclear Energy* 36.4, págs. 475-480. ISSN: 03064549. DOI: 10.1016/j.anucene.2008.12.005. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.anucene.2008.12.005>.
- NCEP (s.f.). *NCEP - The North American Mesoscale Forecast System*. URL: https://www.emc.ncep.noaa.gov/index.php?branch=NAM&fbclid=IwAR3bqbXqE-IWMxiUhc_900WvGiKHQt_hvv4RFXVjy08S15gfTFzpbq5eCRk.
- Olivares Salazar, Sara Erika (2016). «Estudio de la calidad del aire de la ciudad de Querétaro en el año 2013». Tesis doct. Universidad Nacional Autónoma de México, pág. 120.
- Pérez, Isidro A., Florinda Artuso, Mastura Mahmud, Umesh Kulshrestha, M. Luisa Sánchez y M. Ángeles García (2015). «Applications of air mass trajectories». En: *Advances in Meteorology* 2015, pág. 20. ISSN: 16879317. DOI: 10.1155/2015/284213.
- Peterson, James T., Kirby J. Hanson, Barry A. Bodhaine y Samuel J. Oltmans (1980). «Dependence of CO₂, aerosol, and ozone concentrations on wind direction at Barrow, Alaska during winter». En: *Geophysical Research Letters* 7.5, págs. 349-352.
- Petterssen, Sverre (1940). *Weather analysis and forecasting*. Weather Analysis and Forecasting. New York: McGraw-Hill, págs. 221-223.
- Red Universitaria de Observatorios Atmosféricos (s.f.). *Estación Juriquilla Datos*. URL: <https://www.ruoa.unam.mx/index.php?page=estaciones&st=jqro&id=3>.
- Reyna Trujillo, Teresa (1970). «Aspectos climáticos del estado de Querétaro». En: *Investigaciones Geográficas: Boletín - Instituto de Geografía UNAM*. Vol. 3. DOI: 10.14350/rig.58850. URL: <http://www.investigacionesgeograficas.unam.mx/index.php/rig/article/view/58850/51838>.
- Riddle, Emily E., Paul B. Voss, Andreas Stohl, Daniel Holcomb, Darren Maczka, K. Washburn y Robert W. Talbot (2006). «Trajectory model validation using newly developed altitude-controlled balloons during the International Consortium for Atmospheric Research on Transport and Transformations 2004 campaign». En: *Journal of*

- Geophysical Research Atmospheres* 111.23, págs. 1-13. ISSN: 01480227. DOI: 10.1029/2006JD007456.
- Rogers, Eric, Geoffrey DiMego, Thomas Black, Michael Ek, Brad Ferrier, George Gayno, Zavisla Janic, Ying Lin, Matthew Pyle, Vince Wong y Wan-shu Wu (2009). «The NCEP North American Mesoscale Modeling System: Recent Changes and Future Plans». En: *23rd Conference on Weather Analysis and Forecasting/19th Conference on Numerical Weather Prediction* 1995. URL: http://ams.confex.com/ams/23WAF19NWP/techprogram/paper_154114.htm.
- Rolph, Glenn D. y Roland R. Draxler (2002). *Sensitivity of Three-Dimensional Trajectories to the Spatial and Temporal Densities of the Wind Field*. DOI: 10.1175/1520-0450(1990)029<1043:sotdt>2.0.co;2.
- Sapkota, Amir, J. Morel Symons, Jan Kleissl, Lu Wang, Marc B. Parlange, John Ondov, Patrick N. Breyse, Gregory B. Diette, Peyton A. Eggleston y Timothy J. Buckley (2005). «Impact of the 2002 Canadian forest fires on particulate matter air quality in Baltimore City». En: *Environmental Science and Technology* 39.1, págs. 24-32. ISSN: 0013936X. DOI: 10.1021/es035311z.
- SEDESOL, CONAPO e INEGI (2012). *Delimitación de las Zonas Metropolitanas de México 2010*. Inf. téc.
- SEDESU (2017). *Anuario Económico \ Querétaro Competitivo*.
- Seibert, Petra (1993). «Convergence and Accuracy of Numerical Methods for Trajectory Calculations». En: *Journal of Applied Meteorology* 32.3, págs. 558-566. ISSN: 0894-8763. DOI: 10.1175/1520-0450(1993)032<0558:CAAONM>2.0.CO;2. URL: [https://doi.org/10.1175/1520-0450\(1993\)032%3C0558:CAAONM%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2](https://doi.org/10.1175/1520-0450(1993)032%3C0558:CAAONM%3E2.0.CO%20http://0.0.0.2).
- SEMARNAT (2014). *Programa de gestión para mejorar la calidad del aire de la Zona Metropolitana de Querétaro-San Juan del Río 2014-2023*. Inf. téc., pág. 220.
- Servicio Meteorológico Nacional (s.f.). *Mapa de Estaciones Climatológicas*. URL: <http://smn.cna.gob.mx/tools/RESOURCES/estacion/EstacionesClimatologicas.kmz>.
- Shapiro, Alan, Stefan Rahimi, Corey K. Potvin y Leigh Orf (2015). «On the Use of Advection Correction in Trajectory Calculations». En: *Journal of the Atmospheric Sciences* 72.11, págs. 4261-4280. ISSN: 0022-4928. DOI: 10.1175/JAS-D-15-0095.1. URL: <http://journals.ametsoc.org/doi/10.1175/JAS-D-15-0095.1>.
- Soto, M. C. y Ernesto O. Jauregui (1970). *Frecuencia y distribución de algunos elementos del clima del Estado de Querétaro*. Vol. 3, págs. 103-129. DOI: 10.14350/rig.58851.
- Stein, A. F., Roland R. Draxler, G. D. Rolph, B. J.B. Stunder, M. D. Cohen y F. Ngan (2015a). «Noaa's hysplit atmospheric transport and dispersion modeling system». En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 96.12, págs. 2059-2077. ISSN: 00030007. DOI: 10.1175/BAMS-D-14-00110.1.

- Stein, A. F., Roland R. Draxler, G. Rolph, B. Stunder, M. Cohen y F. Ngan (2015b). «Detailed Description of the Model Updates». En: *Bulletin of the American Meteorological Society* 96.supplement, págs. 2059-2077. DOI: 10.1175/BAMS-D-14-00110.2.
- Stohl, Andreas (1998). «Computation, accuracy and applications of trajectories- A review and bibliography». En: *Atmospheric Environment* 32.6, págs. 947-966. ISSN: 14748177. DOI: 10.1016/S1474-8177(02)80024-9.
- (2001). «A 1-year Lagrangian “climatology” of airstreams in the northern hemisphere troposphere and lowermost stratosphere». En: *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 106.D7, págs. 7263-7279. ISSN: 0148-0227. DOI: 10.1029/2000JD900570. URL: <https://doi.org/10.1029/2000JD900570>.
- Stohl, Andreas, Kathrin Baumann, Gerhard Wotawa, Matthias Langer, Bruno Neininger, Martin Piringer y Herbert Formayer (1997). «Diagnostic downscaling of large-scale wind fields to compute local-scale trajectories». En: *Journal of Applied Meteorology* 36.7, págs. 931-942. ISSN: 0894-8763. DOI: 10.1175/1520-0450(1997)036<0931:DDOLSW>2.0.CO;2. URL: [isi:A1997XJ83200008](http://www.jstor.org/stable/3596008).
- Stohl, Andreas, Sabine Eckhardt, Caroline Forster, Paul James, Nicole Spichtinger y Petra Seibert (2002). «A replacement for simple back trajectory calculations in the interpretation of atmospheric trace substance measurements». En: *Atmospheric Environment* 36.29, págs. 4635-4648. ISSN: 13522310. DOI: 10.1016/S1352-2310(02)00416-8.
- Stohl, Andreas, Leopold Haimberger, Marinus P. Scheele y Heini Wernli (2001). «An inter-comparison of results from three trajectory models». En: *Meteorological Applications* 8.2, págs. 127-135. ISSN: 13504827. DOI: 10.1017/S1350482701002018.
- Stohl, Andreas y Petra Seibert (1998). «Accuracy of trajectories as determined from the conservation of meteorological tracers». En: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 124.549, págs. 1465-1484. ISSN: 0035-9009. DOI: 10.1002/qj.49712454907. URL: <https://doi.org/10.1002/qj.49712454907>.
- Stohl, Andreas y Gerhard Wotawa (1995). «A method for computing single trajectories representing boundary layer transport». En: *Atmospheric Environment* 29.22, págs. 3235-3238. ISSN: 1352-2310. DOI: [https://doi.org/10.1016/1352-2310\(95\)00259-2](https://doi.org/10.1016/1352-2310(95)00259-2). URL: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S1352231095002592>.
- Stohl, Andreas, Gerhard Wotawa, Petra Seibert y Helga Kromp-Kolb (1995). «Interpolation errors in wind fields as a function of spatial and temporal resolution and their impact on different types of kinematic trajectories». En: *Journal of Applied Meteorology* 34.10, págs. 2149-2165. DOI: 10.1175/1520-0450(1995)034<2149:IEIWFA>2.0.CO;2. URL: <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0450%281995%29034%3C2149%3AIEIWFA%3E2.0.CO%3B2>.
- Walmsley, John L. y Jocelyn Mailhot (1983). «On the numerical accuracy of trajectory models for long-range transport of atmospheric pollutants». En: *Atmosphere - Ocean* 21.1, págs. 14-39. ISSN: 14809214. DOI: 10.1080/07055900.1983.9649153.

- Wang, F., D. S. Chen, S. Y. Cheng, J. B. Li, M. J. Li y Z. H. Ren (2010). «Identification of regional atmospheric PM10 transport pathways using HYSPLIT, MM5-CMAQ and synoptic pressure pattern analysis». En: *Environmental Modelling and Software* 25.8, págs. 927-934. ISSN: 13648152. DOI: 10.1016/j.envsoft.2010.02.004. URL: <http://dx.doi.org/10.1016/j.envsoft.2010.02.004>.
- Ward, Joe (1963). «Hierarchical Grouping to Optimize an Objective Function». En: *Journal of the American Statistical Association* 58.301, págs. 236-244. ISSN: 0162-1459. DOI: 10.1080/01621459.1963.10500845. URL: <https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01621459.1963.10500845>.